

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO PEREIRA

RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE DELTAS, DEPÓSITOS DE TRANSPORTE
EM MASSA E SISTEMAS TURBIDÍTICOS DA BACIA DO PARANÁ, PALEOZOICO
SUPERIOR, SUL DO BRASIL

CURITIBA

2018

DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO PEREIRA

RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE DELTAS, DEPÓSITOS DE TRANSPORTE
EM MASSA E SISTEMAS TURBIDÍTICOS DA BACIA DO PARANÁ, PALEOZOICO
SUPERIOR, SUL DO BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade
Federal do Paraná, como documento parcial para a
obtenção do título de Doutor em Geociências.

Orientador: Fernando Farias Vesely

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

P436r

Pereira, Danielle Cristine Buzatto Schemiko

Relação estratigráfica entre deltas, depósitos de transporte em massa e sistemas turbidíticos da Bacia do Paraná, paleozoico superior, sul do Brasil / Danielle Cristine Buzatto Schemiko Pereira. – Curitiba, 2018.

158 p. : il. color.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Fernando Farias Vesely.

1. Sistemas deposicionais costeiros. 2. Paleogeografia. 3. Formação Rio do Sul.
4. Formação Rio Bonito. I. Universidade Federal do Paraná. II. Vesely, Fernando Farias.
III. Título.

CDD: 551

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **DANIELLE CRISTINE BUZATTO SCHEMIKO PEREIRA** intitulada: **RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE DELTAS, DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA E SISTEMAS TURBIDÍTICOS DA BACIA DO PARANÁ, PALEOZOICO SUPERIOR, SUL DO BRASIL**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 15 de Maio de 2018.


FERNANDO FARIAS VESELY
Presidente da Banca Examinadora


CAROLINA DANIELSKI AQUINO
Avaliador Externo


RODOLFO JOSÉ ANGULO
Avaliador Interno


PIERRE MUZZI MAGALHÃES
Avaliador Externo


PAULO SÉRGIO GOMES PAIM
Avaliador Externo

Ao meu esposo Ismael, pelo apoio e amor incondicionais.

Aos meus queridos pais, Marcos e Odete, pelo amor.

Aos demais familiares e amigos, fundamentais.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia pelas oportunidade e infraestrutura. Ao PRH-ANP (Programa de Recursos Humanos da ANP) e à CAPES pelas bolsas de estudo, em períodos distintos. Agradeço ao Laboratório de Análises de Bacias do Departamento de Geologia UFPR (LABAP) pelo financiamento da pesquisa. Da mesma forma, aos laboratórios Lamir (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas -UFPR) e Lamin (Laboratório e Laminação Petrográfica - UFPR) pela infraestrutura para as análises petrográficas.

Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Fernando Farias Vesely pela orientação, confiança e ensinamentos enriquecedores.

Agradeço aos colegas e professores da pós-graduação e graduação pelas discussões e pelo apoio em todas as etapas deste trabalho: Prof.^a Dra. Bárbara Trzaskos, Bárbara Dressel, Renata Zanella, Fábio Berton, Amanda Hammerschmidt, Mérolyn Rodrigues, Leonardo Barão, Thammy Mottin, Caroline Ruela, Eduardo Rosa, Tiago Casseb, Tiago Mattos, Christiano Ng, Carolina Klock, Thaili Conte e Camila Silveira.

Agradeço também ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira e ao geólogo Luis Gustavo de Castro pelo apoio na confecção dos mapas de isovalores. Semelhantemente, sou grata à professora Prof.^a Dra. Cristina Silveira Vega e ao colega de pós-graduação Dhiego Silva pelo apoio durante parte dos trabalhos de campo.

RESUMO

No leste de Santa Catarina, os estratos permocarboníferos da Bacia do Paraná constituem uma sucessão prográdante com turbiditos, depósitos de transporte em massa e deltas, incluídos na porção superior do Grupo Itararé (Formação Rio do Sul) e inferior da Formação Rio Bonito. A presente pesquisa teve como objetivo caracterizar a arquitetura estratigráfica e evolução desses depósitos para auxílio na análise das relações entre sistemas deposicionais costeiros e marinhos profundos. A área de estudo compõe um polígono alongado, de 100 km de comprimento e direção noroeste, entre Alfredo Wagner (SE) e Vitor Meireles (NW). Os principais métodos incluíram levantamentos de perfis estratigráficos verticais, mapeamento de detalhe, análise de fácies e paleocorrentes. O mapeamento de detalhe na região de Presidente Getúlio (noroeste da área) proporcionou melhor compreensão da arquitetura estratigráfica. As associações faciológicas definidas correspondem, em ordem estratigráfica, a depósitos subglaciais, folhelhos marinhos profundos, fluxos gravitacionais de sedimento e massa, depósitos de prodelta, frente deltaica e planície deltaica, sobrepostos vales fluviais incisos. Os depósitos glaciais abrangem tilitos subglaciais dispostos sobre o embasamento ígneo-metamórfico. Folhelhos com clastos caídos são derivados da decantação lenta, sob influência de gelo flutuante, em ambiente marinho profundo. Fluxos gravitacionais de sedimentos são representados por turbiditos arenosos delgados e espessos, sobrepostos por depósitos de fluxos densos não-coesivos (conglomeráticos). Por outro lado, os depósitos de transporte em massa (DTM) incluem diamictitos com blocos alóctones de arenitos deltaicos e turbidíticos, característicos de talude deposicional. Heterolitos e arenitos (estratificados e laminados) configuram os depósitos de prodelta, frente deltaica e *shoreface*, que localmente apresentam clastos caídos. A planície deltaica é constituída por arenitos, lamitos e carvão. Por fim, arenitos mal selecionados com estratificações cruzadas formam o sistema fluvial. A partir dos turbiditos espessos até os estratos deltaicos, os paleofluxos mostram sentidos S e SW e confirmam a relação genética entre esses depósitos, abaixo dos vales incisos. Contudo, os turbiditos delgados, superpostos pelos turbiditos espessos, possuem paleocorrentes com sentido NW. Em linhas gerais, esse empilhamento estratigráfico também foi verificado nas porções central e sudeste da área. Entretanto, nessas regiões, os paleofluxos de todas as associações faciológicas apresentam sentidos para NW e SW. Compreende-se, portanto, que os turbiditos delgados aflorantes em Presidente Getúlio estão geneticamente relacionados aos sistemas deltaicos e turbidíticos provenientes de sudeste. A configuração paleogeográfica deduzida a partir da análise faciológica e dos paleofluxos, e confirmada por mapas de isovalores (e.g. mapas de isópacas), seria de um depocentro de direção NW-SE (Depocentro de Rio do Sul) preenchido por sistemas deltaicos provenientes de nordeste (alimentação transversal) e sudeste (alimentação axial). Mapas de isovalores sugerem que a área fonte nordeste estaria condicionada pela Zona de Cisalhamento Caçador. As contribuições científicas decorrentes da presente pesquisa incluem dois artigos com as seguintes temáticas: a) reavaliação do arcabouço tectono-estratigráfico da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná no depocentro de Rio do Sul; b) delimitação de clinoformas de deltas de margem de plataforma por meio da integração de afloramentos descontínuos.

Palavras-chave: Sistemas deposicionais costeiros e marinhos profundos. Paleogeografia. Formações Rio do Sul e Rio Bonito.

ABSTRACT

The Carboniferous-Permian deposits of the Paraná Basin (southern Brazil) are composed of a prograding succession with turbidites, mass-transport deposits, and deltas, included in the upper portion of the Itararé Group (Rio do Sul Formation) and lowermost Rio Bonito Formation. The present research aimed to characterize the stratigraphic architecture and evolution of these deposits to aid in the analysis of the relationships between coastal depositional systems and deep-marine deposits. The study area consists of an elongated polygon, between Alfredo Wagner (SE) and Vitor Meireles (NW) localities. The main methods embraced the construction of vertical stratigraphic profiles, detailed mapping, facies and paleocurrent analysis. The detailed mapping in the region of Presidente Getúlio, northwest portion of the area, provided a better understanding of the stratigraphic architecture. The defined facies associations correspond to, vertically stacked, subglacial deposits, shales of deep-marine setting, mass and sediment gravitational-flow deposits, as well as prodelta, delta-front and delta-plain deposits, covered by fluvial strata (incised valley). The subglacial tillites rest on the igneous-metamorphic basement. Shales, under the influence of floating ice (dropstones), configure the deep-marine beds. Sediment gravitational-flow deposits are represented by thick and thin-bedded turbidites and non-cohesive density-flow deposits. On the other hand, mass-transport deposits (MTD) include diamictites with allochthonous blocks of sandstones (deltaic and turbidite), characteristic of the depositional slope. Heterolithic beds and sandstones (stratified and laminated) constitute the deposits of prodelta and delta front, which show locally influence of floating ice (dropstones). The delta plain consists of sandstones, mudstones, and coal. Finally, poorly-sorted sandstones with cross-stratification form the fluvial system. The paleoflows of the thicker turbidites, non-cohesive density-flow deposits, MTD and deltaic deposits are to the S and SW, which supports the genetic link between these deposits, under the incised valley. However, the paleocurrents obtained from thin-bedded turbidites are to the NW. In general, this stratigraphic stacking was also verified in the central and southeast portions of the study area. However, in that areas, deltaic and all subaqueous gravitational systems have similar paleoflows to the NW and SW. It is understood, therefore, that the thin-bedded turbidites in Presidente Getúlio locality are genetically correlated with the deltaic and turbidite systems from the southeast. The paleogeographic configuration deduced from the analysis of facies, paleocurrents and attribute maps (e.g. isopach map) consist in a depocenter with NW-SE direction (Rio do Sul Depocenter) filled by deltaic systems with source areas from the northeast, southeast, and east. The attribute maps suggest that the northeastern source area was conditioned by the Caçador Shear Zone. The scientific contributions resulted from the present work include two papers with the following themes: a) reevaluation of the stratigraphic framework and the geological evolution of the Carboniferous-Permian succession of Paraná Basin in the Rio do Sul Depocenter; b) delimitation of delta-slope clinoforms through non-continuous outcrops.

Keywords: Deep-marine to coastal depositional systems. Paleogeography. Rio do Sul and Rio Bonito formations.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque para o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito, unidades alvo do estudo.....	18
Figura 1.2 - Mapa de localização da área em estudo, com a indicação dos principais pontos descritos e a locação dos poços executados pela CPRM e PETROBRAS.....	19
Figura 2.1 - Exemplos de fluxos gravitacionais de massa e de sedimento mais comuns em ambientes subaquosos.....	25
Figura 2.2 - Número de Reynolds e salto hidráulico	27
Figura 2.3 - Classificação mostrando a subdivisão dos fluxos densos subaquosos em fluxos coesivos e friccionais.....	30
Figura 2.4 - Perfil deposicional simplificado, com destaque para os taludes deposicionais.....	33
Figura 3.1 - Mapa esquemático mostrando a inversão tectônica do paleorelevo associada à Sinclinal de Torres durante a deposição da Formação Rio Bonito.....	38
Figura 3.2 - Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná durante a glaciação paleozoica baseada em estruturas erosivas subglaciais, consideradas indicadoras confiáveis de paleofluxo de massas de gelo.....	41
Figura 3.3 - Seções estratigráficas do intervalo que inclui as formações Rio do Sul e Rio Bonito, da Bacia do Paraná.....	42
Figura 4.1 - Carta estratigráfica da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná.....	48

Figura 4.2 - Localização da área estudada, entre Presidente Getúlio e Alfredo Wagner (SC), com destaque para os paleofluxos da Unidade B.....	51
Figura 4.3 - Localização da área estudada, entre Presidente Getúlio e Alfredo Wagner (SC), com destaque para as paleocorrentes da Unidade C.....	52
Figura 4.4 - Arcabouço estratigráfico da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná no Depocentro de Rio do Sul.....	53
Figura 4.5 - Mapas de isovalores da Unidade A e os paleofluxos correspondentes...	56
Figura 4.6 - Exemplos das fácies da Unidade A.....	57
Figura 4.7 - Mapas de isovalores da Unidade B e os paleofluxos correspondentes...	60
Figura 4.8 - Principais fácies de fluxos gravitacionais da Unidade B.....	61
Figura 4.9 - Relações de contato entre os estratos flúvio-deltaicos e os depósitos subjacentes.....	65
Figura 4.10 - Principais fácies flúvio-deltaicas da Unidade C.....	66
Figura 4.11 - <i>Dump structure</i> e estrias glaciais relacionadas a turbiditos delgados com <i>till pellets</i> (Unidade C).....	67
Figura 4.12 - Mapas de isovalores da Unidade B e os paleofluxos correspondentes..	68
Figura 4.13 - Problematização do limite estratigráfico entre as formações Rio do Sul (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Guatá).....	74
Figura 4.14 - História evolutiva e modelos paleogeográficos interpretados para o Depocentro Rio do Sul, Permocarbonífero da Bacia do Paraná.....	75
Figure 5.1 - Simplified stratigraphic chart of the Paraná Basin.....	89

Figure 5.2 - Location of the studied area, comprised between Witmarsum and Presidente Getúlio (Santa Catarina State), with the arrangement of collected paleocurrents.....	91
Figure 5.3 - Black shales with oversized dropstone equivalent to the Lontras Shale (Rio do Sul Formation).....	95
Figure 5.4 - Thick and thin-bedded turbidites.....	100
Figure 5.5 - Thicker turbidites and hyperconcentrated density-flow deposits.....	101
Figure 5.6 - Concentrated density-flow deposits (hyperpycnal deposits).....	102
Figure 5.7 - Details of concentrated density-flows deposits.....	103
Figure 5.8 - Mass-flow diamictites with sandstone-rafted blocks within sandy-muddy matrix.....	105
Figure 5.9 - Examples of deltaic facies.....	113
Figure 5.10 - Examples of flúvio-deltaic facies.....	114
Figure 5.11 - Stratigraphic architecture of the Early Permian succession of the Paraná Basin (southern Brazil).....	119
Figure 5.12 - Petrographic analysis of the principal co-genetic facies association within the slope clinoforms architecture.....	120
Figure 5.13 - Interpretative model for the development of clinoforms observed in the Early Permian succession of Paraná Basin, southern Brazil.....	121

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Associações de fácies reconhecidas na sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná, sul do Brasil.....	50
Table 5.1 - Summary of sedimentary facies recognized and interpreted from the Early Permian succession (southern Brazil).....	92
Table 5.2 - Facies associations recognized from the Early Permian succession (southern Brazil).....	94
Table 5.3 - Summary of point-count data of the sandstones from the Early Permian succession (southern Brazil).....	121

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO À TESE.....	15
1.1	ABORDAGEM DA PESQUISA	15
1.2	OBJETIVO	17
1.3	ÁREA ESTUDADA: CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E LOCALIZAÇÃO	17
1.4	MÉTODOS.....	20
1.4.1	Levantamento de perfis estratigráficos	20
1.4.2	Compilação e organização de dados de poços	20
1.4.3	Análise de fácies.....	21
1.4.4	Mapeamento de detalhe	21
1.4.5	Análise de paleocorrentes	21
1.4.6	Análise petrográfica	22
1.4.7	Análise de sequências	23
1.4.8	Confecção de mapas estratigráficos e paleogeográficos.....	24
2	DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS.....	25
2.1	CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS.....	25
2.1.1	Fluxos gravitacionais de massa	26
2.1.2	Deslizamentos	27
2.1.3	Escorregamentos.....	28
2.1.4	Fluxos gravitacionais de sedimentos <i>versus</i> fluxos gravitacionais de massa ...	28
2.2	MECANISMOS DE DISPARO DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS.....	31
2.3	RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE DEPÓSITOS DE PLATAFORMA E DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS	32
3	A SUCESSÃO PERMOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARANÁ.....	35
3.1	TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO PERMOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARANÁ.....	35

3.2	GLACIAÇÃO NEOPALEOZOICA E O PALEOTRANSORTE PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DO PARANÁ.....	39
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES I: ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO DEPOCENTRO DE RIO DO SUL, PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DO PARANÁ (ARTIGO 1).....	43
4.1	RESUMO	43
4.2	ABSTRACT	44
4.3	INTRODUÇÃO	44
4.4	CONTEXTO GEOLÓGICO	46
4.5	MÉTODOS.....	47
4.6	ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO.....	49
4.6.1	Unidade A.....	54
4.6.2	Unidade B.....	58
4.6.3	Unidade C.....	62
4.7	DISCUSSÃO.....	68
4.7.1	História deposicional.....	68
4.7.2	Paleogeografia e contexto tectônico	71
4.8	CONCLUSÕES.....	76
4.9	REFERÊNCIAS	77
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES II: INFILLING OF A DEGLACIATED DEEP-WATER BASIN BY PROGRADING DELTA-SLOPE CLINOFORMS (EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL) (ARTIGO 2).....	85
5.1	ABSTRACT.....	85
5.2	INTRODUCTION	85
5.3	GEOLOGICAL SETTING	87
5.4	METHODS AND TERMINOLOGY	89
5.5	STRATIGRAPHIC FRAMEWORK (FACIES ANALYSIS)	90
5.5.1	Glacially influenced deep-marine mudstones	94

5.5.2 Turbidites.....	95
5.5.3 Hyperconcentrated and concentrated density-flow deposits.....	96
5.5.4 Mass-transport deposits.....	103
5.5.5 Prodelta and offshore/offshore transition deposits.....	106
5.5.6 Delta-front and shoreface deposits	107
5.5.7 Delta-plain deposits	110
5.5.8 Upper coastal plain (fluvial deposits)	111
5.6 DISCUSSION.....	112
5.6.1 Clinoform stratigraphic architecture	112
5.6.2 Vertical and lateral process variability	116
5.7 CONCLUSIONS.....	122
5.8 REFERENCES	123
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	135
REFERÊNCIAS	137
ANEXO I - COORDENADAS DOS PONTOS DESCRITOS NA SUCESSÃO PERMOCARBONÍFERA DO PARANÁ.....	156
ANEXO II- LOCALITIES DESCRIBED TO CONSTRUCT THE PAPER “INFILLING OF A DEGLACIATED DEEP-WATER BASIN BY PROGRADING DELTA-SLOPE CLINOFORMS (EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL)”	158

1 INTRODUÇÃO À TESE

1.1 ABORDAGEM DA PESQUISA

Depósitos provenientes de fluxos gravitacionais subaquasos possuem grande relevância econômica, principalmente na prospecção de hidrocarbonetos. Neste sentido, a sedimentação permocarbonífera da Bacia do Paraná registra ocorrência de ambientes marinhos profundos e sob influência glacial (Grupo Itararé) constituídos por diversos tipos de depósitos gravitacionais, cuja fonte estaria associada aos ambientes transicionais a continentais, sobretudo deltaicos (Formação Rio Bonito). Entre os depósitos de fluxos gravitacionais, destacam-se os turbiditos e os depósitos de transporte em massa (e.g. Salamuni *et al.* 1966, Gama Jr. *et al.* 1992, Eyles *et al.* 1993, França *et al.* 1996, Vesely 2006, 2007, Puigdomenech *et al.* 2014, Aquino *et al.*, 2016, Fallgatter & Paim 2017, Mottin *et al.* 2018). A interdigitação dessas unidades aponta para possível relação genética entre os depósitos proximais e marinhos profundos (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Castro 1991, D'Ávila 2009).

O vínculo genético entre a dinâmica costeira/marinha rasa e a transferência de sedimentos grossos para o talude e a bacia é um dos temas mais discutidos atualmente na literatura estratigráfica (e.g. Johannessen & Stell 2005, Carvajal & Steel 2006). Progradações deltaicas sobre taludes lamosos resultam em arquitetura estratigráfica em clinoformas (e.g. Plink-Björklund *et al.* 2001, Helland-Hansen & Hampson 2009, Hubbard *et al.* 2010, Olariu *et al.* 2010), que significa o perfil deposicional completo plataforma-talude-bacia (Steel & Olsen 2002). Consequentemente, é esperada a relação genética entre depósitos deltaicos e turbiditos hiperpicnais (*hyperpycnal-flow turbidites*), derivados de descarga fluvial, bem como entre depósitos de transporte em massa e turbiditos gerados por correntes de turbidez súbita (*surge-like turbidites*). Nesse contexto, os indicadores de paleocorrentes somados às variações laterais de fácies forneceriam o sentido do paleogradiente (e.g. Olariu *et al.* 2010, Jones *et al.* 2015).

Percebe-se, portanto, que no registro do preenchimento da Bacia do Paraná, durante o período de deglaciação, possam existir diferentes depósitos turbidíticos: o primeiro derivado de descarga fluvial, numa relação direta com estratos deltaicos, enquanto que o segundo seria proveniente do colapso de depósitos de transporte em massa, previamente ressedimentados no talude. Caracterizar a diferença entre essas

duas arquiteturas deposicionais é crucial na exploração de reservatórios turbidíticos. Desse modo, a presente tese consistiu em definir a evolução da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná num arcabouço de sequências deposicionais para auxílio na análise das relações entre deltas, turbiditos e depósitos de transporte em massa. Este trabalho é focado em Santa Catarina, incluindo a área de afloramentos do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito (Grupo Guatá), a leste, e poços situados a oeste e sul.

Este documento está organizado em sete tópicos principais que discorrem principalmente acerca do arcabouço estratigráfico que envolve os depósitos de fluxos gravitacionais e suas fontes proximais. O primeiro tópico consiste da introdução à tese, em que são apresentados objetivos, métodos e localização da área estudada. O segundo tópico versa sobre os aspectos teóricos relevantes à esta pesquisa acerca dos depósitos gravitacionais subaquosos. O terceiro tópico aborda a sedimentação permocarbonífera da Bacia do Paraná, com enfoque para a relação dos depósitos glaciais-deglaciais do Grupo Itararé e as progradações deltaicas subsequentes da Formação Rio Bonito.

O quarto tópico apresenta e discute os resultados gerais obtidos durante o desenvolvimento da tese por meio de um artigo intitulado: “Arquitetura estratigráfica e evolução tectonossedimentar do Depocentro de Rio do Sul, Permocarbonífero da Bacia do Paraná”. Este consistiu na interpretação da arquitetura e a evolução tectono-estratigráfica da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná em cunho regional, baseada principalmente na análise mapas de atributos, como por exemplo mapas de isópacas, a partir de dados de subsuperfície interpolados com dados de afloramentos. O quinto tópico é composto por um artigo intitulado: “*Infilling of a deglaciated deep-water basin by prograding delta-slope clinoforms (eastern Paraná Basin, Brazil)*.” Esta parte é focada nos resultados obtidos por meio de mapeamento de detalhe na região de Presidente Getúlio (SC). A partir desse mapeamento as relações espaciais dos diferentes depósitos, sobretudo os gravitacionais, puderam ser entendidas de maneira mais consistente. O sexto tópico consiste das considerações finais da tese, baseadas na integração dos dois artigos gerados. Por fim, o sétimo e último tópico abrange as referências utilizadas na construção teórica deste trabalho.

1.2 OBJETIVO

Tendo em vista o exposto acima, o objetivo desta pesquisa consistiu em avaliar o relacionamento genético, espacial e estratigráfico entre associações de fácies deltaicas e marinhas profundas visando estabelecer critérios geológicos de suporte à exploração e desenvolvimento de reservatórios turbidíticos. Paralelamente, pretendeu-se interpretar a arquitetura e a evolução estratigráfica da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná no leste de Santa Catarina e regiões adjacentes. Com essas finalidades, foram buscados os seguintes objetivos específicos:

- Interpretar associações de fácies e respectivos elementos e sistemas deposicionais;
- Identificar os padrões de empilhamento sedimentar (tendências deposicionais) e suas descontinuidades limitantes;
- Estabelecer o arcabouço estratigráfico tridimensional mediante correlação de perfis verticais de superfície e perfis de poços;
- Determinar os sentidos de transporte sedimentar a partir das diferentes associações;
- Comparar arenitos deltaicos e arenitos turbidíticos sob os aspectos textural e mineralógico em microscópico;
- Avaliar o possível controle de estruturas regionais na sedimentação;
- Avaliar as implicações dos resultados obtidos no âmbito regional da bacia.

1.3 ÁREA ESTUDADA: CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E LOCALIZAÇÃO

O Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito (Grupo Guatá), unidades objeto de estudo, fazem parte da Bacia do Paraná, uma bacia intracratônica de idade paleo-mesozoica. A bacia totaliza área de cerca de 1,5 milhão de km² e constitui o substrato das porções meridionais do Brasil, oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e norte

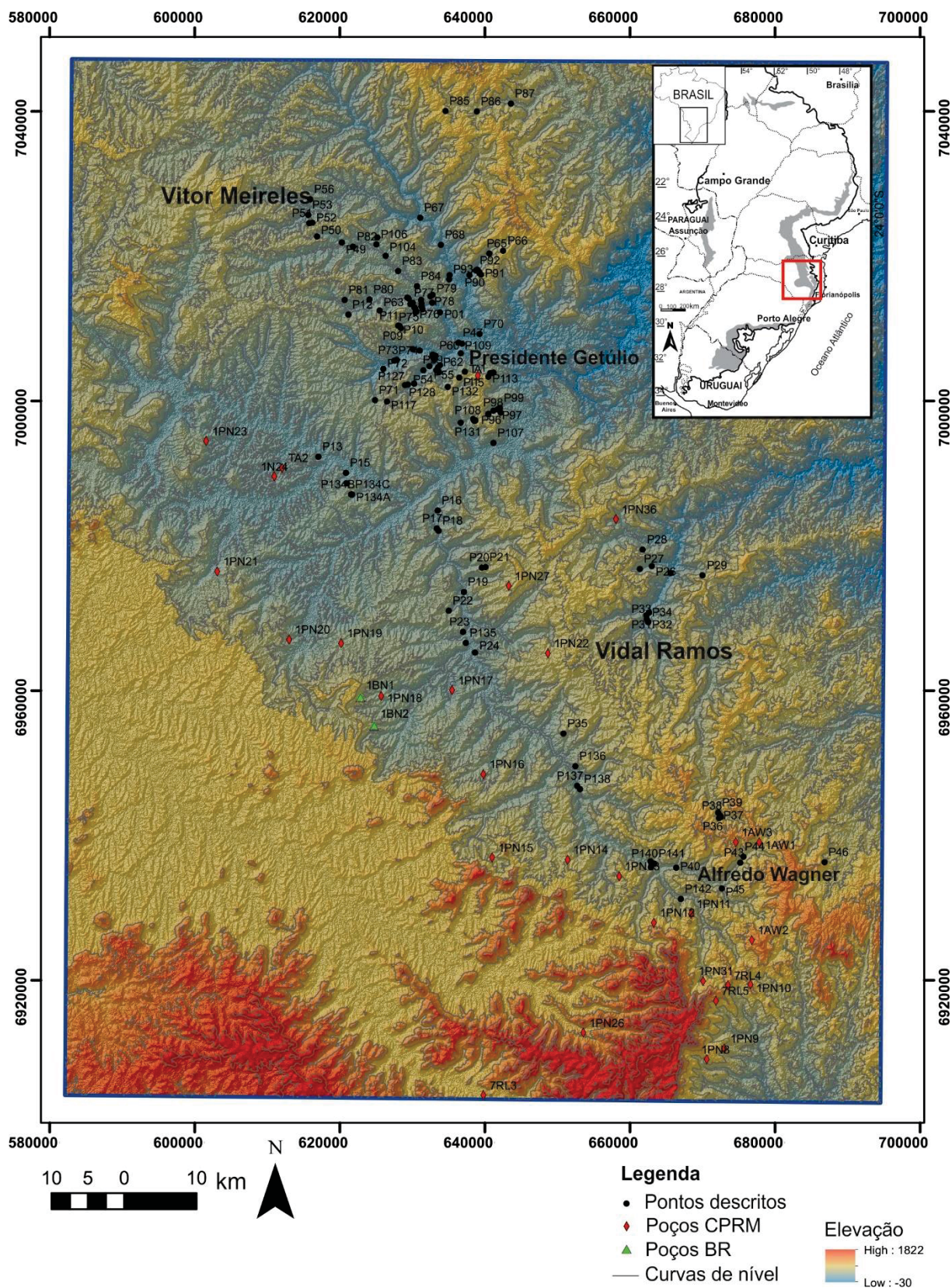


Figura 1.2 - Mapa de localização da área em estudo, com a indicação dos principais pontos descritos e a locação de poços executados pela CPRM e Petrobras (BR). Os altos topográficos na porção leste do mapa correspondem, em linhas gerais, aos depósitos deltaicos e fluviais da Formação Rio Bonito.

1.4 MÉTODOS

1.4.1 Levantamento de perfis estratigráficos

A região examinada caracteriza-se por desníveis topográficos acentuados e malha rodoviária densa, permitindo o levantamento de perfis estratigráficos de até 150 m de espessura. Foram levantados sete perfis verticais que englobaram a porção superior da Formação Rio do Sul e a parte inferior da Formação Rio Bonito. A escala vertical utilizada foi de 1:200, a mesma utilizada nos perfis dos poços da CPRM. O método de levantamento constituiu em caminhamento e visadas com bússola, paralelamente ao controle das altitudes com GPS. O objetivo do levantamento foi determinar as variações verticais de fácies, reconhecer tendências deposicionais e descontinuidades estratigráficas.

1.4.2 Compilação e organização de dados de poços

Dezenas de poços, perfurados pela CPRM (Cia Pesquisa Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil) e Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A.) em campanhas de exploração de carvão e petróleo, estão localizados nas cercanias da área estudada, principalmente a oeste da faixa de afloramentos (figura 1.2). Os poços da CPRM, disponíveis para consulta no sítio eletrônico da companhia, dispõem de perfis geofísicos (raios-gama e resistividade) e testemunhagem contínua de toda a Formação Rio Bonito e partes da Formação Rio do Sul.

Os poços perfurados pela Petrobras objetivaram a prospecção de petróleo em reservatórios da Formação Rio Bonito e atravessam todo o Paleozoico Superior, atingindo, muitas vezes, o embasamento pré-cambriano. Perfis geofísicos desses poços (raio-gama, resistividade e tempo de trânsito) são de domínio público e foram fornecidos à UFPR pela Agência Nacional de Petróleo (ANP). Os perfis foram compilados, digitalizados e armazenados em ambiente georreferenciado (figura 1.2). Variações granulométricas verticais apontadas pelas curvas de raios-gama foram correlacionadas com perfis verticais levantados em campo, visando obter seções estratigráficas.

1.4.3 Análise de fácies

O conceito de fácies empregado é o de litofácies, ou seja, corpo de rocha definido por características físicas (granulometria, estruturas sedimentares, forma, natureza de contatos etc) que permitem a sua distinção dos corpos adjacentes. Foi utilizado o código de fácies proposto por Miall (1978) e ampliado por Eyles *et al.* (1983), pois são modelos puramente descritivos de grande aceitação na comunidade geocientífica internacional.

Fácies geneticamente relacionadas foram agrupadas em associações de fácies e analisadas espacialmente, visando definir elementos deposicionais conforme modelos existentes na literatura. Fotomosaicos de afloramentos foram utilizados na representação gráfica da arquitetura dos diferentes elementos deposicionais reconhecidos (espessura, continuidade lateral, orientação e geometria), bem como das superfícies limitantes.

1.4.4 Mapeamento de detalhe

O mapeamento de detalhe na área de Presidente Getúlio – Witmarsum (SC), na escala 1:40.000, contou com a fotointerpretação e compilação de dados de campo. Para fotointerpretação, foram utilizadas sete faixas com cerca de vinte fotos aéreas, obtidas em 1978 e fornecidas pela Secretaria de Planejamento de Santa Catarina. Essas faixas foram georreferenciadas e processadas dentro do programa VET 5.1, a partir do qual foi realizada a fotointerpretação par-a-par.

1.4.5 Análise de paleocorrentes

O estudo de paleocorrentes fornece dados essenciais sobre a polaridade do preenchimento sedimentar, localização de depocentros e áreas-fonte. Também pode auxiliar na interpretação das fácies uma vez que determinados sistemas deposicionais possuem padrões modais de paleocorrentes típicos (Potter & Pettijohn 1977). Os principais indicadores de fluxo presentes na área de estudo são azimutes de mergulho de estratos cruzados, *ripples* assimétricas, eixos de ondulações, marcas de sola na base de arenitos turbidíticos, por exemplo, e dobras penecontemporâneas associadas aos depósitos de transporte em massa. As medidas de paleofluxos foram obtidas com

bússola *Clar*. Esses dados, por sua vez, foram processados no software *OpenStereo* para confecção de diagramas em rosetas.

A comparação dos padrões de paleocorrentes observados nos depósitos deltaicos da Formação Rio Bonito e nos turbiditos da Formação Rio Sul foi de suma importância para se determinar o vínculo genético entre depósitos rasos e profundos. A distribuição espacial dos padrões de paleocorrentes, sobretudo a partir dos estratos turbidíticos, também auxiliou a determinação da geometria dos depocentros, permitindo avaliar uma possível compartimentação estrutural durante deposição.

1.4.6 Análise petrográfica

A análise petrográfica de rochas sedimentares é uma ferramenta em crescente utilização em estudos de bacias sedimentares com a finalidade de caracterizar qualitativamente reservatórios de hidrocarbonetos e a proveniência sedimentar. Neste contexto, a técnica permite identificar a composição da área-fonte, inferir sua posição geográfica, clima e relevo, e determinar espacialmente a distribuição das areias (Remus *et al.* 2008).

Arenitos proximais e distais provenientes de uma mesma fonte podem ter composições detríticas diferenciadas em função do tempo de transporte, portanto maior seleção textural e granulométrica. Segundo Zuffa (1985), a solução para reduzir a interferência textural consiste na técnica de contagem Gazzi-Dickinson, conhecida como análise modal da composição detrítica textural. O resultado do método é salientar a composição mineralógica-litológica da área-fonte, sem a interposição da granulometria.

Com a finalidade de compreender a relação genética entre depósitos proximais e profundos, em paralelo com a análise paleocorrentes, foi realizada a análise petrográfica, considerando a mesma área de origem para os principais depósitos contidos numa mesma parassequência. Desta forma, a análise textural foi concentrada nos arenitos principais contidos em cada associação de fácies.

As amostras de arenitos foram analisadas qualitativamente e quantitativamente, por meio de contagem de pontos (300-500 pontos por amostra), seguindo o método de Gazzi-Dickinson (Zuffa 1985). Os dados foram plotados em diagramas ternários QFL (quartzo, feldspato e fragmentos líticos) da classificação de Garzanti (2016), focados na natureza e na característica tectono-estratigráfica das

áreas-fonte, considerando sua evolução, em vez de usá-los para determinar a configuração geodinâmica dessas fontes, como anteriormente proposto por Dickinson (1985).

1.4.7 Análise de sequências

A estratigrafia de sequências teve seu maior desenvolvimento na indústria petrolífera com o uso de seções sísmicas para definir a arquitetura estratigráfica e reconhecer variações do nível relativo do mar (Vail *et al.* 1977). Métodos para análise de sequências a partir de perfis de poços e afloramentos foram discutidos posteriormente por Van Wagoner *et al.* (1990) e Van Wagoner (1995), principalmente baseando-se no estudo de sucessões parálicas e marinhas terrígenas do Cretáceo norte-americano.

Posamentier & Allen (1999) e Catuneanu (2006) utilizaram abordagem moderna e integrada, o que culminou na consolidação do método de análise estratigráfica baseado na definição de superfícies estratigráficas e padrões de empilhamento sedimentar. Diversos modelos de sequência e tratos de sistemas deposicionais são atualmente conhecidos, tendo em comum o fato de as unidades estratais serem compostas por segmentos de caráter transgressivo ou regressivo (regressões normais ou forçadas).

O modelo mais utilizado é o de sequência deposicional (Vail *et al.* 1977, Posamentier & Vail 1988), que é uma sucessão de estratos, concordantes e geneticamente relacionados, limitada por discordâncias subaéreas ou suas conformidades correlatas. Destacam-se ainda os modelos de sequência genética (Galloway 1989) e sequência transgressivo-regressiva (Embry 2002), os quais utilizam superfícies alternativas como limites de sequências.

A utilização de um ou de outro modelo depende da escala de observação, do tipo de dado disponível e do contexto deposicional da sucessão estudada. No presente trabalho, utilizou-se o método proposto por Posamentier & Allen (1999) e Catuneanu (2006), procurando-se definir tendências deposicionais verticais (regressão normal, regressão forçada ou transgressão) e superfícies limitantes (discordâncias subaéreas, superfícies de ravinamento etc) a partir do empilhamento das fácies observado em campo e nos perfis de poços.

Adicionalmente, o conceito de clinoformas foi utilizado para o reconhecimento de sequências deposicionais e parassequências, uma vez que sua identificação fornece a trajetórias de migração da linha de costa e o posicionamento da quebra de taludes (Helland-Hansen & Hampson 2009). Neste sentido, arquitetura estratigráfica em clinoformas é importante na predição de reservatórios, pois significa o perfil deposicional completo plataforma-talude-bacia (Steel & Olsen 2002), em que é esperado o vínculo genético entre os depósitos de cada seguimento (e.g. Johannessen & Stell 2005, Carvajal & Steel 2006, Helland-Hansen & Hampson 2009). Assim, a variação lateral de associações faciológicas geneticamente relacionadas (e suas paleocorrentes) definida pelas correlações entre perfis estratigráficos levantados paralelos ao sentido do paleogradiente da bacia (Jones *et al.* 2015, Olariu *et al.* 2010) favoreceu a delimitação de clinoformas dentro de sequências deposicionais.

1.4.8 Confeção de mapas estratigráficos e paleogeográficos

Os dados de campo e de subsuperfície foram interpolados para a confecção de mapas de atributos (e.g. isópacas, isólitais e razões litológicas), visando analisar a distribuição espacial de litotipos. A integração dos diferentes mapas com os dados de paleocorrentes coletados e associações faciológicas forneceram a base para a elaboração de mapas de reconstruções paleogeográficas, com representação dos ambientes de sedimentação e sentidos de transporte sedimentar. Os mapas foram gerados por meio do software *Geosoft*, e finalizados no software *ArcGIS*.

2 DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS

2.1 CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS

Fluxo gravitacional subaquoso é o termo comumente utilizado para abranger diferentes processos que promovem a transferência de sedimentos da plataforma continental para ambientes marinhos profundos. Em linhas gerais, esses fluxos são definidos como mistura de sedimento e fluido movidos talude abaixo devido à ação da gravidade, e podem ser diferenciados em fluxos gravitacionais de sedimento (FGS) e fluxos gravitacionais de massa (FGM)

O termo fluxo gravitacional de sedimento foi cunhado por Middleton & Hampton (1973) para descrever depósitos provenientes de processos de ressedimentação. Os fluxos gravitacionais de sedimentos podem ser distinguidos dos fluxos gravitacionais de massa pela perda total de organização interna que os sedimentos possuíam antes de serem remobilizados (D'Ávila & Paim 2003). Em conjunto, são caracterizados como uma sequência de quatro depósitos mais comuns que podem evoluir de um termo a outro (figura 2.1; Shanmugam 2006a): deslizamentos (*slides*), escorregamentos (*slumps*), fluxos de detritos e correntes de turbidez.

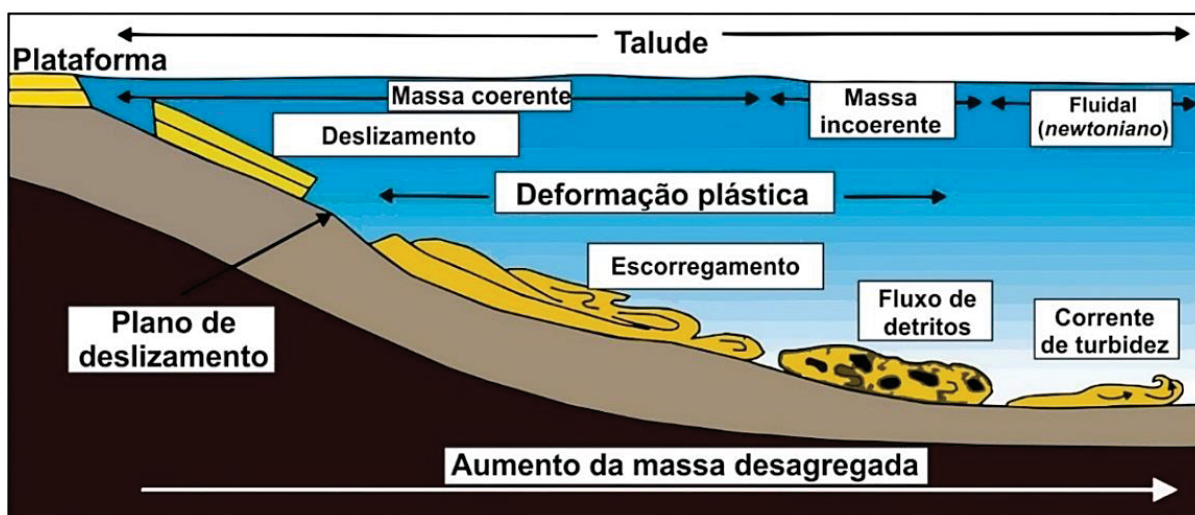


Figura 2.1 - Exemplos de fluxos gravitacionais de massa e de sedimento mais comuns em ambientes subaquosos, conforme Shanmugam (2006a). Segundo este esquema, um fluxo coesivo, por exemplo, pode evoluir para corrente de turbidez, conforme perde a coesão.

As principais classificações de fluxos gravitacionais têm como função a reologia e os mecanismos de suporte de grãos (Middleton & Hampton 1973, Lowe 1979, 1982, Haughton *et al.* 2009). Segundo Shanmugam (2006a), a reologia corresponde à relação entre a tensão cisalhante (*shear stress*) e a taxa de deformação por cisalhamento (*shear strain*), que resulta nos fluxos newtonianos e binghamianos. Os fluxos newtonianos não apresentam resistência e sua deformação é equivalente à tensão aplicada, ou seja, não existe resistência inicial para o fluido fluir (e.g. correntes de turbidez). Por outro lado, os fluxos binghamianos, considerados fluxos plásticos, possuem resistência inicial a ser vencida para que o fluxo comece a fluir (e.g. escorregamentos).

Os fluxos também são classificados em turbulentos ou laminares conforme o padrão de movimento das partículas, e se diferenciam pelo número de Reynolds (figura 2.2A, Fritz & Moore 1988). Os fluxos laminares são gerados quando o sistema possui forças viscosas ou baixa velocidade, com todas as partículas se movimentando paralelamente ao substrato, formando lâminas. No fluxo turbulento, por sua vez, o fluido se move em direções variáveis, com velocidades diferentes, formando redemoinhos complexos sobrepostos à direção do fluxo principal, portanto, mais eficiente em erodir e transportar os sedimentos (Fritz & Moore 1988).

Em conjunto com os conceitos anteriores, a diferenciação dos fluxos em críticos e subcríticos é muito importante na compreensão da gênese de fluxos gravitacionais. A passagem de um termo para o outro é feito por meio do salto hidráulico (Komar 1971), gradiente abaixo (figura 2.2B). O salto hidráulico é expresso pelo número de Froude e corresponde ao súbito decréscimo da velocidade, que ocorre geralmente em zonas de desconfinamentos de canais (ou *canyons*) ou quebra de gradiente. Sob altas velocidades, um fluxo terá número de Froude >1 , em que a corrente se comportará como um jato d'água em condições de regime superior. Em condições de baixa velocidade, a deposição acontecerá sob regime de fluxo inferior, com número de Froude <1 .

2.1.1 Fluxos gravitacionais de massa

Fluxos gravitacionais de massa compreendem essencialmente deslizamentos e escorregamentos, processos que diferem entre si pelo grau de deformação interna. Esse termo significa o colapso, deslocamento e o movimento de sedimentos ao longo

do gradiente sob influência da gravidade, em ambiente subaquoso ou subaéreo (Shanmugam 2006a), também referenciado como depósitos de transporte em massa (DTM).

Fluxo gravitacional de massa é um processo físico de transferência de sedimentos para ambientes marinhos profundos pouco entendido, pois há dificuldade de observação e mensura nesses locais (Shanmugam 2015). Desta problemática derivou inúmeros conceitos e classificações sumarizados por Shanmugam (2015), uma vez que depósitos marinhos profundos apresentam alta complexidade. O autor argumentou que dentre os 79 tipos de DTM registrados na literatura geológica e de engenharia somente deslizamentos, escorregamentos e debritos podem ser reconhecidos no registro geológico.

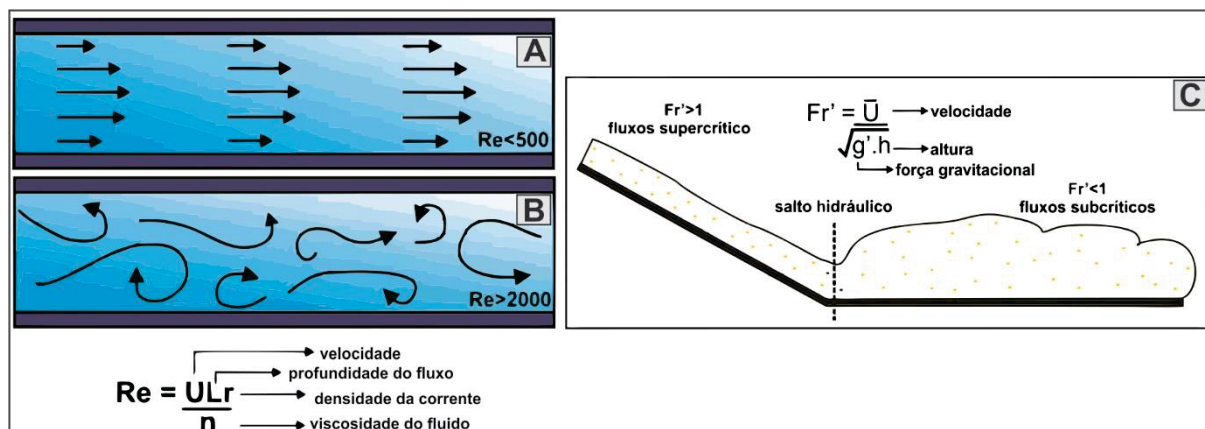


Figura 2.2 - Número de Reynolds e salto hidráulico em função do número de Froude. Trajetórias das partículas em fluxos laminar (A) e fluxo turbulento (B), em que fluxos com número de Reynold entre 500 e 2000 são transicionais entre esses dois termos (modificado de Fritz & Moore 1988). C) Modelo esquemático demonstrado o salto hidráulico e a relação com o número de Froude. Fluxos com $Fr' > 1$ são considerados supercríticos, enquanto fluxos com $Fr' < 1$ são subcríticos.

2.1.2 Deslizamentos

Deslizamentos são massas que apresentam uma superfície de deslizamento e pouca ou nenhuma deformação interna (Shanmugam & Moiola 1988). O termo deslizamento é utilizado tanto para descrever o processo quanto o depósito, e representa movimentos translacionais de blocos (Mulder 2011, Shanmugam 2015). Esses depósitos são comuns em áreas tectonicamente ativas, em gradientes íngremes e em regiões de rápida sedimentação (Hampton *et al.* 1996). Entretanto, também foram relatados em zonas de baixo gradiente (e.g. Carvajal & Stell 2006).

2.1.3 Escorregamentos

Escorregamentos são movimentos de massa com alto grau de deformação interna, desenvolvida conforme migram gradiente abaixo por meio de movimentos rotacionais (Shanmugam 2006a). Semelhante aos deslizamentos, o termo é usado tanto para descrever o processo quanto o depósito (Mulder 2011, Shanmugam 2015). As deformações internas incluem, por exemplo, dobras e falhas cavalgantes. Injectitos são frequentemente associados a esses depósitos (Shanmugam 2015).

2.1.4 Fluxos gravitacionais de sedimentos *versus* fluxos gravitacionais de massa

O limite entre fluxos coesivos e não-coesivos (friccionais) é muito tênue (Mulder & Alexander 2001) e a problemática reside nos depósitos formados a partir de fluxos densos. Muito tem-se discutido acerca dos processos gravitacionais e seus produtos deposicionais (e.g. Shanmugam *et al.* 1994, 1995, Nemec 1990, Kneller 1995, Mulder & Alexander 2001, Shanmugam 2006a). Entretanto, a principal dificuldade reside na análise dos depósitos turbidíticos e fluxos gravitacionais com reologia newtoniana (parcial) que têm sido enquadrados forçadamente no modelo clássico de Bouma (Plink-Björklund & Ronnert 1999).

Entre as diversas classificações que tratam da distinção entre esses termos as mais conhecidas e aceitas são de Middleton & Hampton (1973) e Lowe (1979, 1982), as quais são baseadas na reologia e no mecanismo de suporte de grãos. Shanmugam (2000), por sua vez, usou o mecanismo de suporte de grãos como critério para sua classificação. Outras classificações consagradas na literatura possuem diferentes parâmetros: a) os depósitos finais (Haughton *et al.* 2009, Talling *et al.* 2012); b) o trato de fácies sedimentares (Mutti 1992, Mutti *et al.* 1999); c) a velocidade do fluxo em função do tempo e distância (Kneller 1995, Kneller & Branney 1995); d) a densidade e origem do fluxo (Mulder 2011, Mulder *et al.* 2003).

Os processos de sedimentação relacionados aos fluxos gravitacionais são muito complexos, sucessões com o registro de diferentes tipos de fluxos podem derivar de um único evento deposicional. Adicionalmente, cada autor apresenta uma perspectiva, seja pela física do fluido, como Kneller (1995) e Kneller & Branney (1995), pelos mecanismos de suporte de grãos ou pelos depósitos resultantes, culminando com a insuficiência de classificações para abranger os diferentes aspectos dos fluxos

gravitacionais. Revisões históricas e análises mais críticas sobre o tema podem ser verificadas em Shanmugam *et al.* (1985), Dasgupta (2003) e D'Ávila & Paim (2003).

Entretanto, a classificação de Mulder & Alexander (2001) tem demonstrado boa aplicabilidade para os fluxos gravitacionais (figura 2.3), pois possui rigoroso critério quanto à relação entre a concentração do fluxo, as propriedades físicas do fluido e o mecanismo de suporte de grãos. Esses autores incluíram os termos fluxos densos concentrados e hiperconcentrados, posicionados entre os fluxos coesivos e os turbulentos, dentro de um quadro evolutivo de fluxos gravitacionais (figura 3.2).

Fluxos hiperconcentrados possuem alta concentração de sedimento (>25%), assim a interação grão-a-grão é importante. Mulder & Alexander (2001) definiram que a diferença entre os fluxos hiperconcentrados e os coesivos é a predominância do atrito (fricção) nos primeiros e baixa concentração de grãos nas frações finas. Com o decréscimo da concentração, esses fluxos podem ser denominados de fluxos concentrados, os quais possuem a turbulência como mecanismo de suporte secundário, e que geralmente formam gradações normais. Estes são fluxos altamente erosivos e possuem sequências de Bouma e Lowe, comumente incompletas.

Para Mulder & Alexander (2001), fluxos com densidades baixas (<9%) são essencialmente fluxos turbulentos, cujo principal mecanismo de suporte é a turbulência (e.g. Middleton & Hampton 1973), critério este que define correntes turbidíticas (*sensu stricto*). Dessa maneira, defendem que o termo “turbiditos de alta densidade” (cf. Shanmugam 1996) estaria incorreto, apesar de considerarem que outros mecanismos de suporte de grãos podem estar envolvidos em graus secundários. Todavia, aventam a possibilidade da diluição de um fluxo concentrado e evolução para fluxo turbulento.

Na classificação de Mulder & Alexander (2001), os fluxos turbidíticos e concentrados podem ser diferenciados quanto ao tempo de duração, ou comportamento, em: instantâneos (*instantaneous surge flows*), longa duração (*longer duration surge-like flows*) e uniformes (*quasi-steady currents*). Essa subdivisão é importante, pois o depósito resultante anuncia a característica do fluido do qual derivou. Assim, depósitos turbidíticos, por exemplo, derivados de fluxos instantâneos e uniformes são diferenciados a partir da disposição das fácies turbidíticas. A sedimentação a partir desses fluxos uniformes são constituídos por sequência turbidítica inversamente gradada seguida de sucessão com gradação normal (Mulder *et al.* 2001, Mulder & Alexander 2001). Neste contexto, depósitos derivados de fluxos

uniformes são equivalentes àqueles formados a partir de fluxos hiperpicnais, frequentemente associados às descargas fluviais (e.g. Mulder *et al.* 2001). Por outro lado, correntes de turbidez tipo *surge*, geralmente relacionadas ao colapso de depósitos do talude, tendem a constituir camadas com gradações normais, obedecendo a sequência deposicional de Bouma (Bouma 1962, Lowe & Guy 2000, Mulder & Alexander 2001).

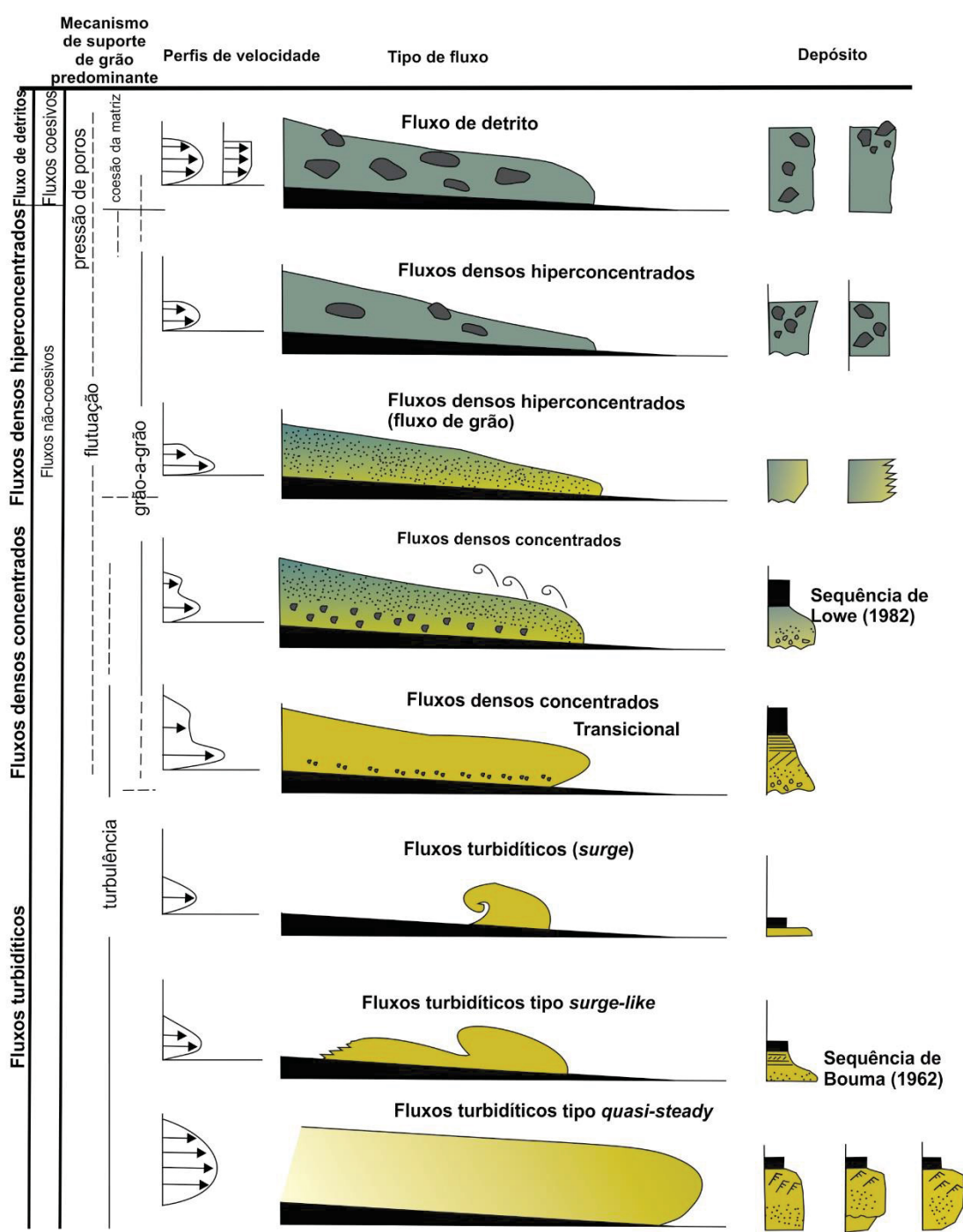


Figura 2.3 - Classificação de Mulder & Alexander (2001, adaptado), mostrando a subdivisão dos fluxos densos subaquosos em fluxos coesivos e friccionais.

2.2 MECANISMOS DE DISPARO DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS

A análise dos mecanismos de disparo é importante para entender os critérios envolvidos na implementação de reservatórios em águas profundas (Shanmugam 2015). Segundo Piper & Normark (2009), a causa de fluxos gravitacionais abrange controles alocíclicos como clima, ambiente tectônico e nível do mar. Os mecanismos inerentes ao sistema deposicional incluem transformação de sedimentos previamente depositados, fluxos hiperpicnais a partir de rios ou margens de geleiras, e ressuspensão de sedimentos próximos à margem da plataforma por processos oceânicos (como tempestades e mares). Assim, a relação entre o início do processo e o depósito final não é simples. Semelhantemente, não existe um mecanismo de disparo que atue isoladamente (Sowers 1979).

Conforme Shanmugam (2015), existem ao menos 21 tipos de mecanismos de disparos, os quais agrupou em três categorias principais: a) eventos de curta duração, de alguns minutos a várias horas, dias ou meses (e.g. terremotos, tsunamis, erupções vulcânicas, ciclones e inundações de monções); b) eventos de duração intermediária, que abrangem dezenas ou centenas de anos (e.g. eventos tectônicos e deposições por degelo glacial); c) eventos de longa duração, entre mil a milhões de anos, como cunhas de regressão forçada.

Modelos clássicos da estratigrafia de sequências, fortemente influenciados pela indústria de petróleo, advogam que o principal momento de transferência de sedimento para o ambiente marinho profundo acontece durante a regressão forçada (e.g. Vail *et al.* 1977, Posamentier & Vail 1988, Catuneanu, 2006). Entretanto, segundo Shanmugam (2015) isto não tem sido observado em dados empíricos. Existe o registro, em diversas bacias, da geração de turbiditos arenosos e depósitos de transporte em massa em tratos de sistemas de mar alto, influenciada sobretudo por processo de durações intermediárias a curtas, como inundações fluviais (Mulder *et al.* 2001), tsunamis e terremotos (Shanmugam 2006b, 2008).

2.3 RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE DEPÓSITOS DE PLATAFORMA E DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS

Depósitos de areias de águas profundas, formados por diversos processos de fluxos gravitacionais apresentam, muitas vezes, clara relação com a fonte adjacente, localizada na margem plataforma. Dessa maneira, a ligação entre dinâmica costeira/marinha rasa e de águas profundas deve ser feita por meio de detalhamento de cada segmento (plataforma, talude e bacia) (Johannessen & Stell 2005). Nesse contexto, progradações deltaicas sobre taludes lamosos configuram uma arquitetura estratigráfica em clinoformas (e.g. Plink-Björklund *et al.* 2001, Helland-Hansen & Hampson 2009, Hubbard *et al.* 2010, Olariu *et al.* 2010), com o desenvolvimento do perfil deposicional completo plataforma-talude-bacia.

A arquitetura estratigráfica em clinoformas tem sido usual na predição de reservatórios, uma vez que é esperado o vínculo genético entre os depósitos da plataforma, talude e bacia (e.g. Johannessen & Stell 2005, Carvajal & Steel 2006, Helland-Hansen & Hampson 2009). Por conseguinte, é esperada a relação genética entre depósitos deltaicos e marinhos profundos, como turbiditos. Nesse contexto, os indicadores de paleocorrentes deltaicos e turbidíticos apontariam o sentido do paleogradiante (e.g. Olariu *et al.* 2010). As clinoformas podem ser constatadas por sísmica 2D e 3D, imagens de satélite de alta resolução ou simples acompanhamento por meio das exposições rochosas (Helland-Hansen 1992, Dreyer *et al.* 1999, Jones *et al.* 2015). Neste último caso, a variação lateral de associações de fácies geneticamente relacionadas seria obtida por meio da correlação entre perfis estratigráficos levantados paralelos ao sentido do paleogradiante da bacia (Jones *et al.* 2015).

O conceito de clinoformas é essencial no reconhecimento de trajetórias de migração da linha de costa e o posicionamento da quebra de taludes (Helland-Hansen & Hampson 2009). O termo clinoforma é comumente usado como referência ao perfil deposicional completo plataforma-talude-bacia (cf. Steel & Olsen 2002). Contudo, originalmente significa o segmento inclinado do perfil da margem de plataforma (cf. Rich 1951).

O conceito de clinoformas abrange duas escalas (cf. figura 2.4), a primeira no sentido amplo de plataforma-talude-bacia e a segunda se refere ao ponto de inflexão da linha de costa (*shoreline clinoform*). Clinoformas de linha de costa são associadas

às progradações de deltas, ilhas barreiras, planície costeira e da própria linha de costa. As clinoformas de linha de costa podem ser subdivididas, principalmente nos casos que envolvem sistemas deltaicos de alta energia, resultando em clinoformas deltaicas subaquosas e subaéreas (figura 2.4b, Helland-Hansen & Hampson 2009). Clinoformas deltaicas subaquosas e o termo clinoforma no sentido amplo (plataforma-talude-bacia) são de difícil distinção na prática (Helland-Hansen & Hampson 2009), entretanto, o último tipo geralmente apresenta alturas na ordem de 100 m.

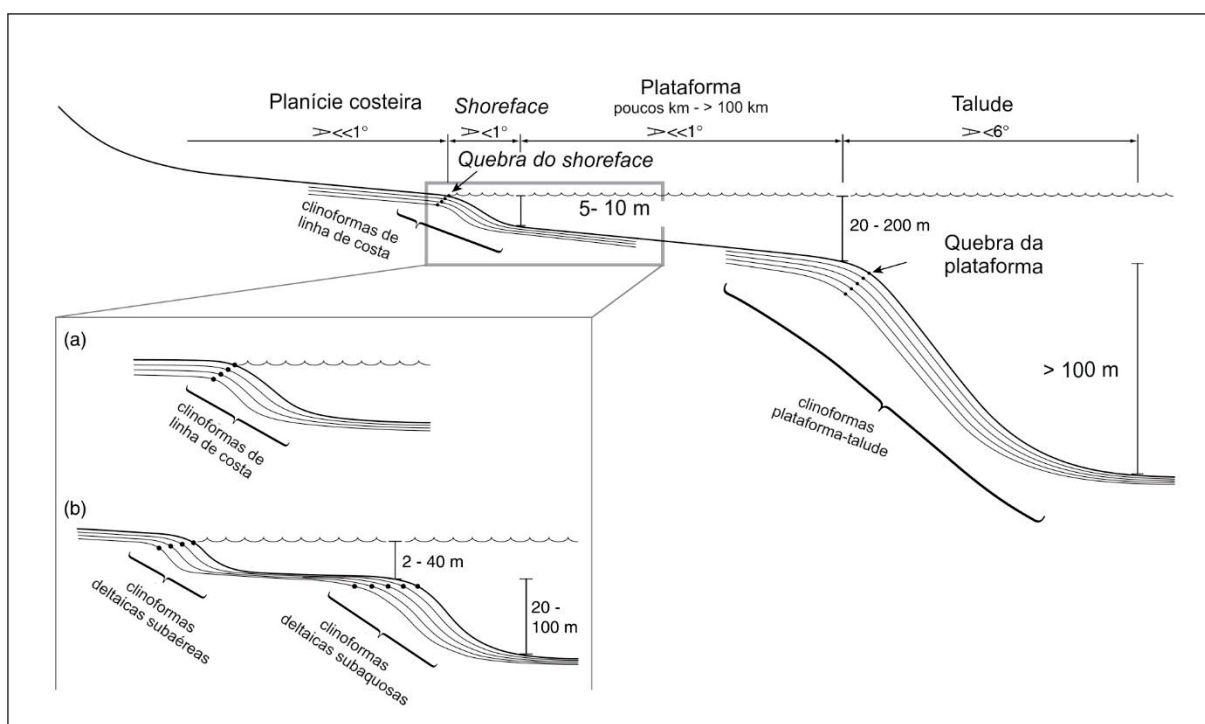


Figura 2.4 - Perfil deposicional simplificado, com destaque para os taludes deposicionais. Observar que o perfil planície costeira-plataforma pode consistir de um conjunto de clinoformas único (a) ou composto (b). Adaptado de Helland-Hansen & Hampson (2009).

As clinoformas de linha de costa e de deltas subaquosos são essenciais na identificação da migração do perfil deposicional em direção à bacia. A migração em direção à porção continental (transgressão) dificilmente é preservada, pois a não-deposição e erosão são mais expressivas (Helland-Hansen & Hampson 2009). Entretanto, em geral, o padrão de empilhamento de clinoformas resultará na interpretação da migração da linha de costa e seus respectivos padrões de empilhamento estratigráfico. Dessa maneira, a distribuição das fácies dentro do conjunto de clinoformas varia conforme cada trato de sistema deposicional (Johannessen & Steel 2005) e significa um ciclo de variação entre acomodação e suprimento sedimentar.

Linhas de costa dominadas por onda, ou mesmo deltas sem canalização até a borda de plataforma, em condições de tratos de sistemas de mar alto, dificilmente estão relacionadas a leques turbidíticos de assoalho oceânico, embora possam promover a acumulação de areia na borda da plataforma ou início do talude deposicional (Johannessen & Steel 2005). Contudo, tem-se verificado que depósitos gravitacionais em geral, mas especialmente leques submarinos, podem ser desenvolvidos tanto em condições de regressão forçada (como postulado anteriormente por Vail *et al.* 1977, Posamentier & Vail 1988, Catuneanu 2006) como de mar alto (e.g. Carvajal & Stell 2006, Shanmugam 2008, 2012, 2015). Conforme Carvajal & Stell (2006), o alto suprimento sedimento a partir da plataforma e alta taxa de acreção da margem da plataforma são requeridos para o desenvolvimento desses sistemas turbidíticos. Esse alto influxo sedimentar pode formar leques submarinos durante o desenvolvimento de tratos de sistemas mar alto, mas serão maiores em regressões forçadas, como reflexo de grandes volumes de sedimentos transferidos para o fundo da bacia por *by-pass*.

3 A SUCESSÃO PERMOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARANÁ

3.1 TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO PERMOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARANÁ

A sedimentação permocarbonífera da Bacia do Paraná, bacia intracratônica pertencente à Plataforma Sul-Americana, registra a passagem de ambientes marinhos relativamente profundos e sob influência glacial (Grupo Itararé, Formação Rio do Sul) para ambientes transicionais a continentais, sobretudo deltaicos (Formação Rio Bonito), compondo um intervalo de cerca de 500 m de espessura (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974, Castro 1991, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996). Essa sucessão é localizada na porção inferior de uma sequência de segunda ordem definida por Milani *et al.* (2007), compreendida entre o Carbonífero e o Eotriássico.

A Formação Rio do Sul destaca-se pela presença de depósitos ligados à ação de fluxos gravitacionais tais como deslizamentos, escorregamentos, fluxos de detritos e correntes de turbidez (Medeiros & Thomaz Filho 1973, Gonçalves & Tomasi 1974 *apud* Castro 1991, Castro 1980, 1991, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996; Fallgatter 2015) indicando paleogradiante deposicional inclinado para oeste-noroeste. Neste contexto, existem controvérsias acerca da origem dos depósitos turbidíticos do Grupo Itararé. Relate-se a associação do desencadeamento de correntes de turbidez ao processo de desestabilização de depósitos preexistentes (DTM) (Gama Jr. *et al.* 1992, Eyles *et al.* 1993). Por outro lado, Vesely (2007) afirma que leques subaquosos de *outwash* serviram como sistemas alimentadores para a sedimentação dos corpos arenosos turbidíticos presentes na unidade, em que fluxos de densidade subaquosos seriam disparados por jatos d'água de degelo.

A ocorrência de blocos deltaicos ressedimentados (depósitos de transporte em massa), por sua vez, tem sido relatada nos diversos níveis estratigráficos do Grupo Itararé (e.g. Salamuni *et al.* 1966, Gama Jr. *et al.* 1992, Eyles *et al.* 1993, França *et al.* 1996, Vesely 2006, 2007, Puigdomenech *et al.* 2014). Semelhantemente, o trabalho de Castro (1991) é um dos principais que demonstram a interdigitação da Formação Rio do Sul e as fácies basais da Formação Rio Bonito, o que indicaria vínculo genético entre os sistemas deltaicos e depósitos marinhos profundos num mesmo trato deposicional. Esse autor analisou a seção eopermiana da Bacia do Paraná a leste e sul de Santa Catarina, no contexto sudeste da Bacia do Paraná. Separou a região em

três províncias: Rio do Sul, Ituporanga-Alfredo Wagner e Alfredo Wagner. O arcabouço estratigráfico definido, que abrange os sistemas glacial, marinho e deltaico, é distribuído heterogeneamente e seria balizado por controles estruturais durante a sedimentação e pela permanência relativa das condições glaciais em cada província. Os ciclos deltaicos seriam menos expressivos em direção à província de Alfredo Wagner, em resposta à deglaciação retrogradante em sentido à borda sul da bacia.

Litoestratigraficamente, Northfleet *et al.* (1969) posicionaram o contato Itararé/Guatá na primeira ocorrência de arenitos, ligeiramente após aos últimos diamictitos. Entretanto, alguns trabalhos demonstraram que a influência glacial persistiu durante o início da deposição da Formação Rio Bonito, e pertenceriam às condições “pós-glaciais” anteriormente iniciadas ao tempo Itararé (e.g. Almeida 1945, Castro 1991). Semelhantemente, a passagem Itararé-Guatá pertence a um mesmo intervalo bioestratigráfico (Asmus 1967, Daemon & Quadros 1970, Souza *et al.* 1999, Souza 2000, Souza & Marques-Toigo 2005, Souza 2006, Mori *et al.* 2012), ou seja, não há significativas mudanças paleoecológicas. Isto indica que o critério genético glacial/pós-glacial não é adequado para estabelecer o limite estratigráfico entre os grupos Itararé e Guatá (Vesely 2006), principalmente nos estados sul-brasileiros (Daemon & Quadros 1970).

Daemon e Quadros (1970) constataram que no flanco sudeste da bacia, onde a Formação Rio Bonito é melhor representada, os esporomorfos apresentam íntima associação com o Grupo Itararé. Tais dados corroboram a seguinte afirmação:

“O que se conhece da Formação Rio Bonito deve estar mais propriamente incluído no Grupo Itararé, já que as identidades litológicas ali verificadas sugerem que sejam sincrônicas e assim pertençam a um mesmo ciclo de sedimentação.”. (Asmus 1967).

Entretanto, segundo Daemon & Quadros (1970) a validade da afirmação de Asmus (1967) para a região noroeste dos estados do Paraná e São Paulo pode ser posta em dúvida, uma vez que o litotipo Rio Bonito nestas áreas ultrapassa o *datum* bioestratigráfico, sendo sincrônica ao litotipo Palermo.

As seções bioestratigráficas e mapas de isópacas apresentados por Daemon & Quadros (1970) constituem mais uma evidência da movimentação tectônica durante

a história de deposição do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito, havendo quiescência ao tempo Palermo. Demonstram também que a região noroeste seria um paleodepocentro durante o intervalo bioestratigráfico G (Grupo Itararé), que foi soerguido e passou a configurar uma área de erosão. Subsequentemente, a sedimentação dos intervalos seguintes se processou preferencialmente na região sul-sudeste da bacia.

A razão geológica de implantação de águas relativamente profundas, que significam alta taxa de subsidência, no período da sedimentação do Grupo Itararé, poderia ser tectônica ou devido ao próprio peso das geleiras. Trabalhos pioneiros como de Ramos (1967), Northfleet *et al.* (1969), Medeiros & Thomaz Filho (1973), Canuto (1993), Santos *et al.* (1996) já delineavam a bacia, ao tempo da Formação Rio do Sul, como uma área mais subsidente durante o Eopermiano, e que foi o centro de uma sedimentação glacial e marinha profunda, na região de Rio do Sul (SC). Neste contexto, aventou-se possível soerguimento tectônico da porção norte da Bacia do Paraná durante o Eopermiano, que conduziu o deslocamento dos principais depocentros do Grupo Itararé em direção ao sul, denominado “embaçamento ou depocentro de Rio do Sul” (Santos 1987, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996).

Adicionalmente, relata-se forte controle estrutural na passagem Rio do Sul-Triunfo, configurado por estratos deltaicos dispostos discordantemente sobre depósitos glacioproximais no extremo sul do estado de Santa Catarina, separado de um depocentro principal a noroeste dessa região (Castro 1991). Isso demonstra que as estruturas do embasamento poderiam ter compartimentado a bacia, delimitariam depocentros e controlariam a localização de paleogradientes. Nesse contexto, trabalhos posteriores, demonstraram a reativação paleozoica de zonas de falhas do embasamento pré-cambriano, no leste da bacia, ativas principalmente durante o Permiano (e.g. Rostirolla *et al.* 2000, Riccomini *et al.* 2005), tais como zonas de cisalhamento Perimbó e Major Gercino.

Holz *et al.* (2006) demonstraram a relação entre o arcabouço estratigráfico e a tectônica para o intervalo em estudo. A partir dessa abordagem, definiram três limites de sequências deposicionais: a) SB1: queda do nível de base relacionada ao ápice da glaciação Itararé; b) SB2: incisão fluvial Triunfo; c) SB3: incisão flúvio-deltaica Siderópolis. Durante a configuração da sequência 2, na região de Santa Catarina havia um embaçamento marinho, enquanto que no estado do Rio Grande do Sul expressava-se a sedimentação fluvial e costeira. Após à formação do terceiro limite

de sequência (SB3), ocorre o contrário, no estado sul-rio-grandense houve a deposição de fácies marinhas relativamente profundas enquanto que o estado catarinense ocorreu a deposição de sistemas flúvio-deltaicos e costeiros, com camadas de carvão. Dessa forma, o deslocamento da linha de costa, como pode ser observado na figura 3.1, indicaria a inversão tectônica do paleorelevo associada à Sinclinal de Torres.

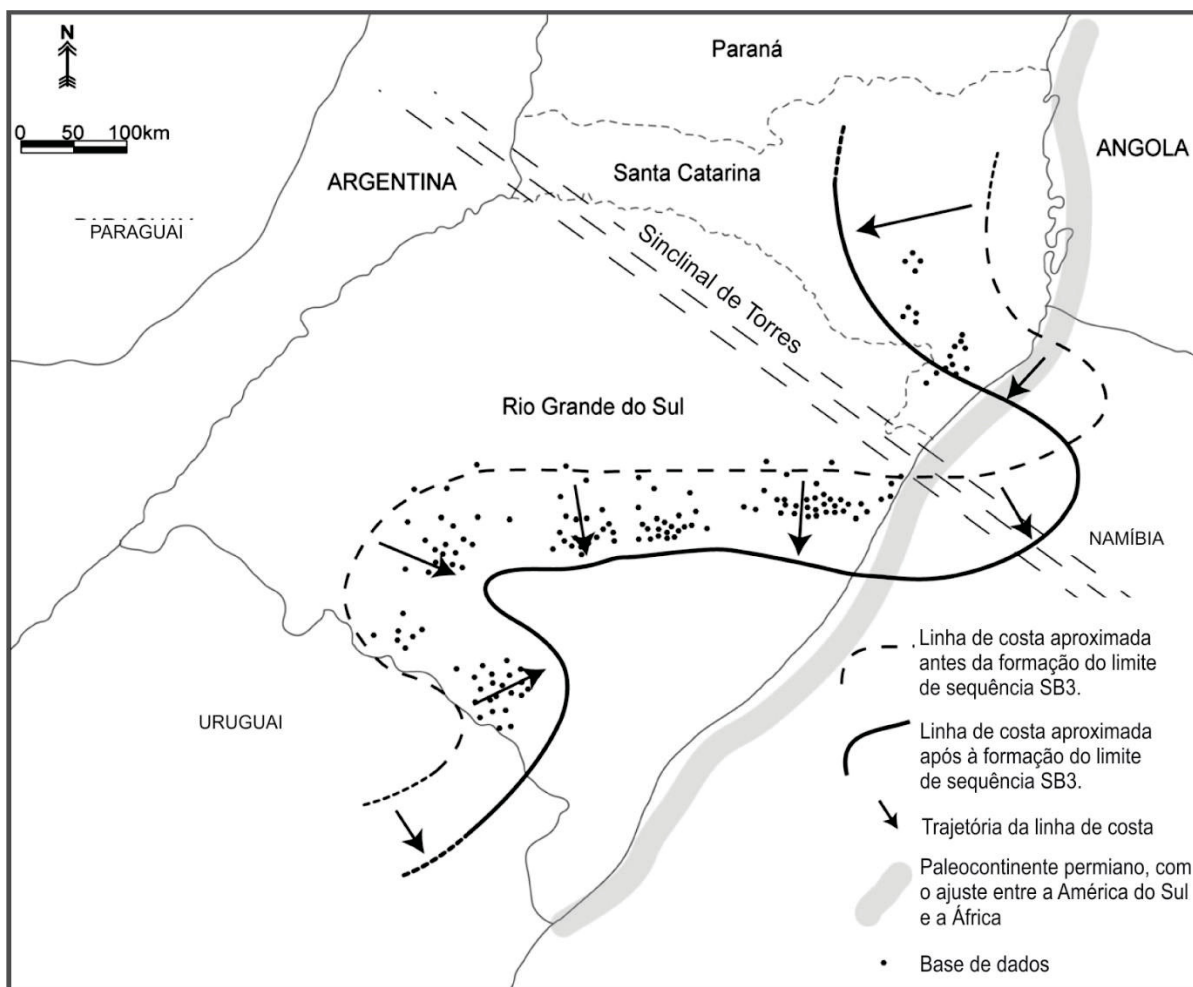


Figura 3.1 - Mapa esquemático comparando a configuração paleogeográfica da Bacia do Paraná antes e depois da formação do limite de sequência SB3 (Membro Siderópolis, Formação Rio Bonito), durante o Permiano, no sul do Brasil. Traduzido de Holz *et al.* (2006).

3.2 GLACIAÇÃO NEOPALEOZOICA E O PALEOTRANSORTE PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DO PARANÁ

O principal período glacial do Fanerozoico é representado pelo denominado *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA) (Veevers & Powel 1987, Frakes *et al.* 1992), que compreende episódios glaciais e pós-glaciais diácronos ao longo do supercontinente Gondwana (Eyles *et al.* 1993, López-Gamundí 1997, Isbell *et al.* 2003, Fielding *et al.* 2008, Gulbranson *et al.* 2010). Essa glaciação configurou-se por três eventos deposicionais temporalmente distintos, nominados glaciais I, II e III (Isbell *et al.* 2003, López-Gamundí & Buatois 2010), em que o intervalo estudado está contido no último evento glacial (Glacial III). Nesse contexto, esses eventos foram registrados em diversas bacias gondwanicas, como Paganzo, Karoo e Paraná, com idades que variam entre Bashkiriano (Pennsylvaniano Inferior) ao Artinskiano (Permiano Inferior) (Gulbranson *et al.* 2010, Limarino *et al.* 2014).

Na bacia do Paraná, o LPIA é representado pelo Grupo Itararé por meio de depósitos proglaciais e glaciais (e.g. França & Potter 1988, Rocha-Campos *et al.* 2008, D'Avila 2009, Vesely *et al.* 2015, 2017, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter & Paim 2017, Buso *et al.* 2017), frequentemente referenciados ao Pennsylvaniano-Cisuraliano Inferior com base em dados palinológicos e paleontológicos (Daemon & Quadros, 1970 Souza & Marques-Toigo 2005, Holz *et al.* 2008, Neves *et al.* 2014, Taboada *et al.* 2016, Buso *et al.* 2017, Mottin *et al.* 2018). Em contraste, a recente e primeira datação radiométrica em tufos do Grupo Itararé (Cagliari *et al.* 2016), em 307.7 ± 3.1 Ma, posiciona-o inteiramente no Carbonífero (Kasimoviano-Moscoviano), semelhante às sequências glaciais da bacia de Paganzo (Gulbranson *et al.* 2010, Limarino *et al.* 2014). Dessa maneira, tais divergências demandam revisões acerca da existência ou não de estratos glaciais permianos na Bacia do Paraná (Buso *et al.* 2017, Mottin *et al.* 2018).

A distribuição das massas de gelo durante a glaciação neopaleozoica é outro tema em constante evolução. É crescente o consenso de que a formação e distribuição de centros glaciais no sul do supercontinente Gondwana foram dominados por fatores como balanço de massa e a altitude da linha de equilíbrio (e.g. Isbell *et al.* 2003, Fielding *et al.* 2008, Isbell *et al.* 2012, Vesely *et al.* 2015) em vez de um único manto de gelo que continuamente avançava e recuava (e.g. Veevers & Powell 1987, Crowell 1999, Scotese *et al.* 1999).

A inferência da dinâmica glacial do Grupo Itararé e consequente definição do cenário paleogeográfico são temas frequentes desde os primeiros trabalhos (Leinz 1937, Barbosa 1940, Maack 1946, Almeida 1948, Mau 1958). A proveniência sedimentar e posicionamento de fontes glaciais foram extraídas a partir de estruturas erosivas subglaciais, existência de diamictitos interpretados como tilitos e imbricação de clastos contidos nos “tilitos”, clastos estriados e deformações glaciogênicas.

A partir da década de 80, o estabelecimento da configuração paleogeográfica passou a considerar, adicionalmente, mapas de atributos e dados palinológicos (e.g. Santos 1987, Daemon & Quadros 1970, França & Potter 1988, Santos *et al.* 1996). Santos (1987), ao conciliar dados palinológicos de Daemon & Quadros (1970) aos mapas de atributos, definiu a existência três lobos glaciais ativos, na borda leste da bacia. Semelhantemente, França & Potter (1988), concluíram que três grandes lobos glaciais adentraram a Bacia do Paraná, porém dois lobos vieram de oeste, denominados de Lobos de Santa Catarina e Mato Grosso do Sul, provavelmente ligados à glaciação no Arco de Assunção, e um dos lobos veio de leste, como possível extensão do lobo de Kaokoveld da África. Santos *et al.* (1996), por outro lado, definiram a presença de diversos lobos glaciais convergentes a partir de todas as bordas da bacia.

Desde a década de 90, outros elementos de inferência de paleotransporte e dados adicionais foram descritos por diversos autores com a finalidade de definir o posicionamento paleogeográfico das fontes glaciais ao tempo Itararé (e.g. Riccomini & Velásquez 1999, Gesicki *et al.* 2002, Vesely & Assine 2004), e obtiveram, em geral, mesmo sentido de movimento das geleiras de SSE para NNW, baseados principalmente em dados dos estratos inferiores e médio da unidade. Os elementos adicionais incluem: feições de abrasão glacial, estrias glaciais e fraturas em crescente, estratificações em estratos arenosos e deformações produzidas por fluxos gravitacionais associados à deglaciação. Entretanto, Rosa *et al.* (2016) estabeleceram as feições de abrasões subglaciais como únicos indicadores confiáveis do paleofluxo das massas de gelo, e definiram diversos lobos glaciais derivados de centros de propagação posicionados a leste e sul (figura 3.2). Por essa abordagem, a documentação da dinâmica glacial no Grupo Itararé abrangeria principais fontes glaciais posicionadas a leste e a sul adentrando a Bacia do Paraná durante o Carbonífero (Tomazelli & Soliani 1982, Santos *et al.* 1996), deduzidas a partir de estruturas erosivas subglaciais.

Estudos recendentes, por outro lado, admitem a associação entre os dados de paleotransporte a partir dos estratos relacionados ao degelo e os indicadores confiáveis do paleofluxo das massas de gelo (e.g. Aquino *et al.* 2016, Carvalho & Vesely 2017, Fallgatter & Paim 2017, Buso *et al.* 2017, Mottin *et al.* 2018). Nesse contexto, fluxos gravitacionais de massa e sedimentos (e.g. turbiditos) apresentam paleofluxos, em geral, para NW nas porções inferiores e média do Grupo Itararé (e.g. Formação Mafra, Carvalho & Vesely 2017, Fallgatter & Paim 2017), enquanto que os estratos superiores, em frequente associação com as porções basais da Formação Rio Bonito, possuem paleofluxos para SW, S, NW e NNE (Suss *et al.* 2014, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter & Paim 2017, Mottin *et al.* 2018).

A Formação Rio Bonito, por sua vez, sobreposta aos estratos Itararé, apresenta em geral paleocorrentes para sudoeste e oeste (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Gonçalves & Tomasi 1974 *apud* Castro 1991, Castro, 1991, Zacharias & Assine 2005, Mottin *et al.* 2018). Medeiros & Thomaz Filho (1973), por exemplo, propuseram um modelo paleogeográfico que admite a existência de área-fonte a leste e progradação de deltas para oeste no sentido do interior atual da bacia (figura 3.3). Dessa maneira, desde os trabalhos de Castro (1991) e Medeiros & Thomaz Filho (1973), passando por Holz *et al.* (2006), evidenciava-se também por meio de dados de paleocorrentes e paleofluxos a possível continuidade deposicional ao tempo Rio do Sul-Rio Bonito.

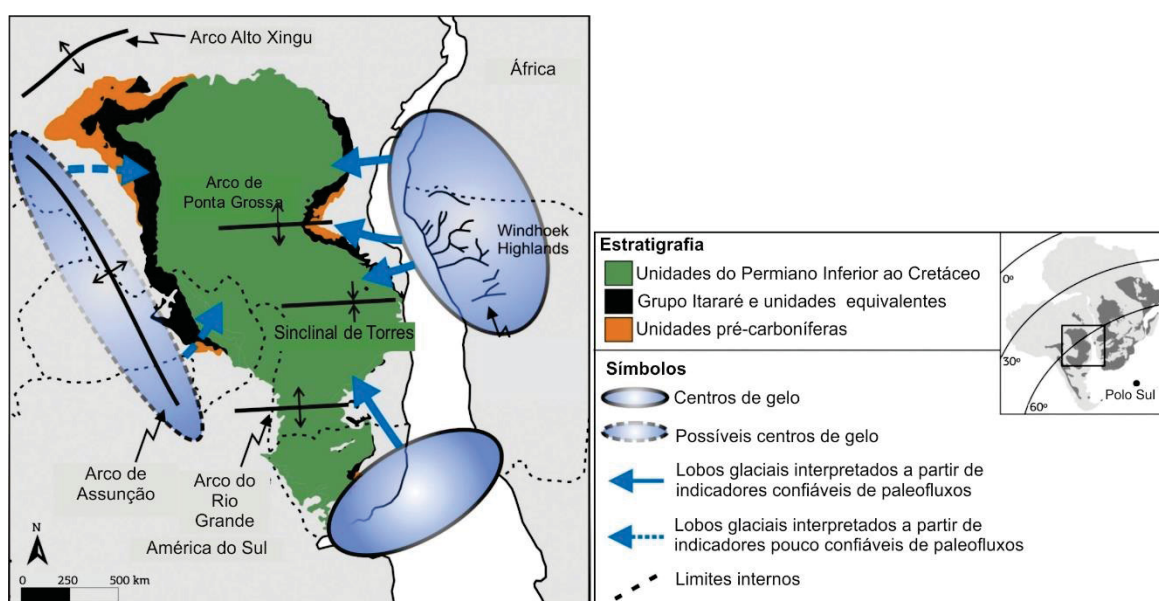


Figura 3.2 - Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná de Rosa *et al.* (2016) durante a glaciação paleozoica baseada em estruturas erosivas subglaciais, consideradas indicadoras confiáveis de paleofluxo de massas de gelo.

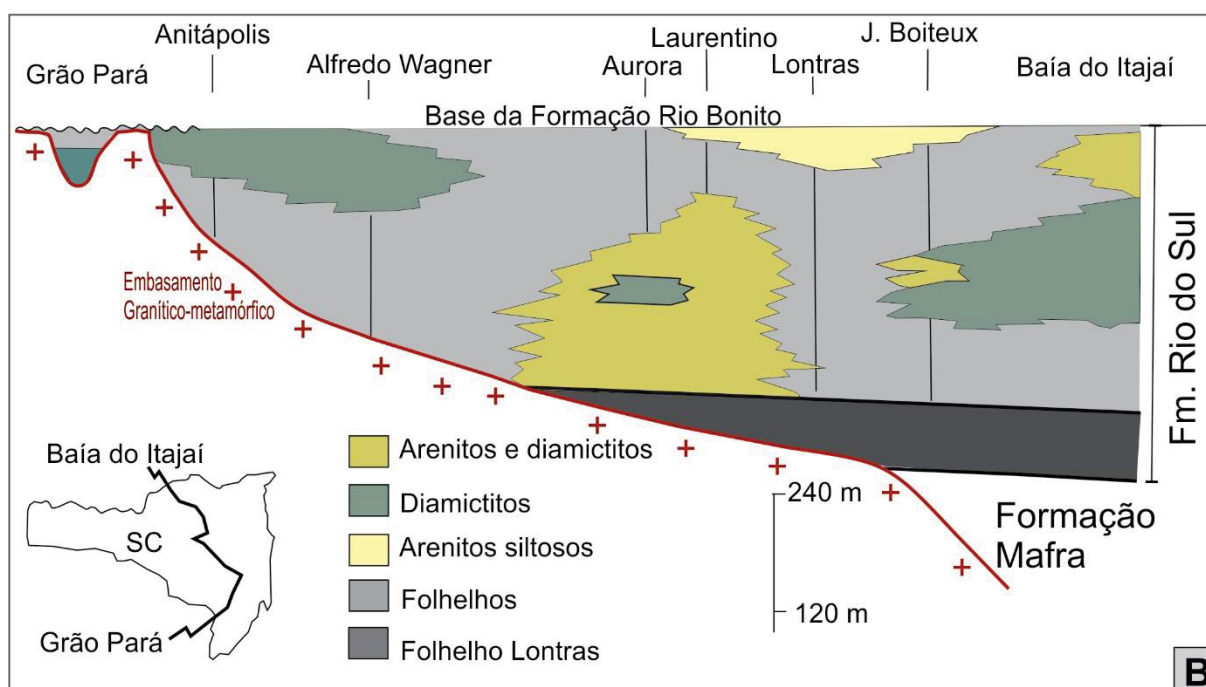
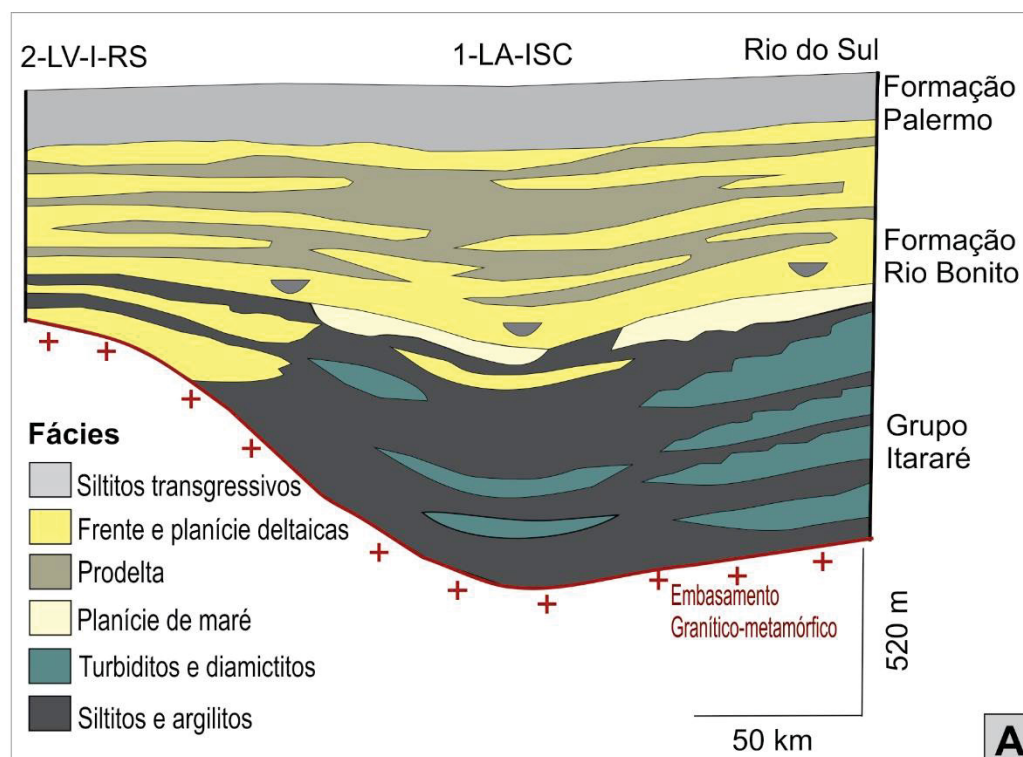


Figura 3.3 - Seções estratigráficas do intervalo que inclui as formações Rio do Sul e Rio Bonito, da Bacia do Paraná. A) Adaptado de Medeiros & Thomaz Filho (1973). B) Adaptado de Gonçalves & Tomasi (1974) *apud* Castro (1991). Destaque para a tendência regressiva da sucessão e para a existência de depósitos de escorregamentos e turbidíticos (A), pequena continuidade lateral entre os diamictitos (B) e geometria sugestiva e talude inclinado para oeste/noroeste.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES I: ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO DEPOCENTRO DE RIO DO SUL, PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DO PARANÁ (ARTIGO 1)

Schemiko, D. C. B.*, Vesely, F. F., Rodrigues, M. C. N. L.

*Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Caixa Postal 19001, CEP 81531-980, Curitiba, PR, Brasil.

4.1 RESUMO

Uma das questões mais importantes referente à sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná está relacionada à evolução tectono-estratigráfica que abrange os depósitos marinhos profundos glacio-influenciados do Grupo Itararé e depósitos flúvio-deltaicos pós-glaciais da Formação Rio Bonito (Grupo Guatá). Essa transição resultou em um complexo cenário paleogeográfico, principalmente na localidade de Rio do Sul, Santa Catarina (sul do Brasil). Para entender esta estratigrafia e paleogeografia, dados de subsuperfície e afloramentos foram interpolados. O intervalo estudado é composto por duas sucessões com diferentes áreas-fonte, mas mesmo centro deposicional. A primeira sucessão, na região sudeste, apresenta tilitos subglaciais como a expressão do máximo avanço da geleira com sentido noroeste, cuja base representa o limite de sequência inferior (SB). Esses tilitos foram sobrepostos por depósitos de fluxos gravitacionais, com paleofluxos de sentido norte-noroeste, acima dos quais ocorrem folhelhos negros que representam a máxima inundação (Folhelho Lontras). Em seguida, desenvolveram-se depósitos geneticamente relacionados, que incluem, da base para o topo, turbiditos delgados e espessos, depósitos de transporte em massa (DTM) e estratos flúvio-deltaicos, com paleofluxos para NW e W, os quais foram recobertos por vales fluviais incisos, que representam o limite de sequência superior (SB'). Neste contexto, os DTM são caracterizados por diamictitos com clastos derivados do embasamento (em parte facetados e estriados) e blocos alóctones de arenitos deltaicos e turbidíticos, imersos em matriz areno-lamosa. Por outro lado, a segunda sucessão presente na região norte, desenvolvida acima do Folhelho Lontras, mostra um padrão de empilhamento similar, com paleocorrentes para S e SW, porém é iniciada com depósitos de fluxos densos não-coesivos (hiperpícnais), derivados do processo deglacial, em contexto flúvio-glacial. Os mapas de atributos e os dados de paleotransporte apontam para o incremento de área-fonte a partir de nordeste durante o preenchimento do depocentro, condicionado provavelmente pela Zona de Cisalhamento de Caçador, com direção NW-SE. Desta forma, propõe-se um depocentro de direção NW-SE, na região de Rio do Sul, preenchido por sistemas deltaicos procedentes de nordeste (preenchimento transversal) e sudeste (preenchimento axial).

Keywords: *Late Paleozoic Ice Age*. Depósitos glaciais e deglaciais. Grupo Itararé. Formação Rio Bonito.

4.2 ABSTRACT

One main issue of Carboniferous-Permian succession of the Paraná Basin is related to the tectonostratigraphic evolution regarding the passage from glacio-influenced (Itararé Group) to postglacial fluvio-deltaic (Rio Bonito Formation) deposits. This transition resulted in a complex paleogeographic scenario, mainly at the Rio do Sul locality, Santa Catarina State (southern Brazil). To understand this stratigraphy and paleogeography were interpolated subsurface and outcrops data. The studied interval embraces two successions associated to different sources. The first succession, at southeast, has subglacial tillites as the expression of the maximum glacial advance with northwest direction, whose base represents the basal sequence boundary (SB). It was superposed by non-cohesive deglacial deposits, with paleocurrents to the north-northwest, and black shales (Lontras shale). These flooding-marine shales are overlaid by thin and thick turbidites, mass-transport deposits and fluvio-deltaic sandstones, with paleocurrents to the NW and W, which are covered by fluvial incised valley, the uppermost sequence boundary (SB'). In this context, the MTD are characterized by diamictites with basement-derived clasts (partly faceted and striated) and allochthonous blocks of deltaic and turbidite sandstones, immersed in sandy-muddy matrix. On the other hand, the second sequence at the northern, developed after Lontras Shale, shows similar stacking pattern infill, with paleocurrents to the S and SW, however is initiated with non-cohesive density-flow deposits, derived from deglacial process, on glaciofluvial context. Attribute maps (e.g. isopach maps) and paleoflows data point to an increase of source area from the northeast during the depocenter infill, conditioned by mainly by Caçador Shear Zone, with NW-SE direction, due a possible tectonic uplift. In this way, is proposed a depocenter of direction NW-SE, at the Rio do Sul locality, filled by deltaic systems coming from the northeast (transversal infill) and southeast (axial infill).

Keywords: Late Paleozoic Ice Age. Glacial and deglacial deposits. Itararé Group. Rio Bonito Formation.

4.3 INTRODUÇÃO

O Depocentro de Rio do Sul consistiu em uma área subsidente principalmente durante o Permiano Inferior da Bacia do Paraná, preenchido sobretudo por depósitos marinhos profundos e glacio-influenciados (Formação Rio do Sul, Grupo Itararé, e.g. Ramos 1967, Northfleet *et al.* 1969, Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974, Castro 1980, 1991, Eyles *et al.* 1993). O nome deste depocentro é uma referência ao local onde esses depósitos atingem a máxima espessura (100 m, Schneider *et al.* 1974, França & Potter 1988) na localidade de Rio do Sul, no estado de Santa Catarina, sul do Brasil. Esses depósitos marinhos profundos são sobrepostos por estratos flúvio-deltaicos (Membro Triunfo, Formação Rio Bonito), configurando um dos intervalos mais importantes da bacia em relação ao potencial

mineral e energético. Nesse contexto, o Grupo Itararé apresenta reservatórios de óleo e gás (Campos *et al.* 1998) e a Formação Rio Bonito abriga reservas de carvão (Milani *et al.* 2007).

Trabalhos anteriores sugeriram a relação genética entre os depósitos proximais (continentais e transicionais) e marinhos profundos dentro de um mesmo trato de sistema deposicional, por meio da interdigitação entre a Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) e porção inferior da Formação Rio Bonito (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Castro 1991, D'Ávila 2009). Dessa maneira, essa sucessão pode atingir até 500 m de espessura (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974, Castro 1980, 1991, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996). Neste contexto, a Formação Rio do Sul destaca-se devido à presença de depósitos gravitacionais tais como deslizamentos, escorregamentos, fluxos de detritos e turbiditos, cujos paleofluxos apontam para inclinação do paleogradiente para oeste-noroeste (Medeiros & Thomaz Filho 1973, Castro 1980, 1991). Semelhantemente, Medeiros & Thomaz Filho (1973), sugeriram que o modelo paleogeográfico da Formação Rio Bonito abrangeria deltas progradando para oeste.

A implantação de águas relativamente profundas, que significa alta taxa de subsidência, no período da sedimentação do Grupo Itararé, poderia ser devido à tectônica ou ao próprio peso das geleiras. Neste sentido, sugeriu-se possível soerguimento tectônico da porção norte da Bacia do Paraná durante o Eopermiano, que proporcionou o deslocamento dos principais depocentros do Grupo Itararé em direção ao sul, denominado “embaçamento ou depocentro de Rio do Sul” (Ramos 1967, Noerthfleet *et al.* 1969, Medeiros & Thomaz Filho 1973, Santos 1987, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996, Holz *et al.* 2006). Isso aponta que estruturas do embasamento pré-cambriano poderiam ter compartimentado a bacia, delimitado depocentros e controlado a localização de paleogradientes (e.g. Castro 1991, Rostirolla *et al.* 2000, Riccomini *et al.* 2005).

Portanto, o presente estudo pretendeu interpretar a arquitetura e a evolução estratigráfica da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná no leste de Santa Catarina, especialmente na região do Depocentro de Rio do Sul. Esse trabalho contou com a interpretação de associações faciológicas e seus respectivos paleofluxos, definição do empilhamento sedimentar (tendências deposicionais e suas descontinuidades limitantes) e o estabelecimento do arcabouço estratigráfico tridimensional mediante correlação de perfis verticais de superfície e perfis de poços.

4.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

O intervalo estratigráfico do presente estudo abrange rochas incluídas no Kasimoviano ao Sakmario Inferior (Holz *et al.* 2010, Buso *et al.* 2017) depositadas durante a última transição glacial-deglacial da Bacia do Paraná (Isbell *et al.* 2003, Fielding *et al.* 2008, Vesely *et al.* 2015, 2017, Fallgatter & Paim 2017, Buso *et al.* 2017). Essa sucessão abrange as formações Mafra e Rio do Sul (Grupo Itararé) e Formação Rio Bonito (Grupo Guatá, figura 4.1). Por outro lado, o embasamento da área estudada é configurado por rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina (microplaca Luis Alves, Basei *et al.* 2016), gerado por meio dos ciclos tectônicos Transamazônico (2.3–2.0 Ga, Hartmann *et al.* 2000) e Brasileiro-Panafricano (0.9–0.55 Ga, Hartmann *et al.* 2000, Philipp *et al.* 2002).

O principal período glacial do Fanerozoico é representado pela *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA) (Veevers & Powel 1987, Frakes *et al.* 1992), a qual incluiu episódios glaciais e deglaciais diácronos ao longo do supercontinente Gondwana (Eyles *et al.* 1993, López-Gamundí 1997, Isbell *et al.* 2003, Fielding *et al.* 2008, Gulbranson *et al.* 2010). Essa glaciação é configurada por três principais eventos deposicionais denominados glacial I, II e III (Isbell *et al.* 2003, López-Gamundí & Buatois 2010), sendo o intervalo estudado pertencente ao último evento glacial (Glacial III). Na Bacia do Paraná, o LPIA é composto pelos depósitos glaciais e deglaciais do Grupo Itararé (e.g. Rocha-Campos 1967, Schneider *et al.* 1974, França & Potter 1988, Rocha-Campos *et al.* 2008, D'Ávila 2009, Vesely *et al.* 2015, 2017, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter & Paim 2017, Buso *et al.* 2017).

Sob a abordagem da estratigrafia de sequências, a sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná foi focada principalmente por Holz *et al.* (2006, 2010, figura 4.1). O arcabouço estratigráfico proposto engloba três sequências deposicionais principais (Holz *et al.* 2006), definidas por meio de correlações de dados de subsuperfície nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Neste esquema, os limites de sequências correspondem aproximadamente aos limites litoestratigráficos. A discordância basal é o limite da sequência SB1 e configura o contato entre a sucessão do Carbonífero Superior-Permiano Inferior e as rochas do embasamento pré-cambriano, enquanto que o limite da sequência SB2 é delineado pelo contato entre os folhelhos e siltitos da Formação Rio do Sul e arenitos flúvio-deltaicos do Membro

Triunfo (Formação Rio Bonito). O limite de sequência SB3, por sua vez, é marcado pela erosão fluvial relacionada à transição entre os membros de Paraguaçu e Siderópolis (Formação Rio Bonito). Esses autores argumentaram uma inversão tectônica, associada à Sinclinal de Torres, configurada pelo soerguimento da região norte (estado de Santa Catarina) durante o desenvolvimento de SB3. Neste contexto, uma elevação tectônica na porção norte da Bacia do Paraná durante o início do Permiano já havia sido proposta, a qual deslocaria o principal depocentro do Grupo Itararé para sul (Canuto 1993, Santos 1987, Santos *et al.* 1996).

A relação genética entre os depósitos marinhos profundos da Formação Rio do Sul e os leitos flúvio-deltaicos superiores do Membro Triunfo (Formação Rio Bonito) foi previamente mencionada, baseada principalmente na sucessão de associações faciológicas (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974, Castro 1980, 1991, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996). Entretanto, essa relação também pode ser observada através dos dados de paleocorrentes. As camadas superiores da Formação Rio do Sul, frequentemente associadas à base da Formação Rio Bonito, possuem paleofluxos para SW, S, NW e NNE (Suss *et al.* 2014, Puigdomenech *et al.*, 2014, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter & Paim 2017, Mottin *et al.* 2018). A Formação Rio Bonito, por sua vez, mostra paleocorrentes gerais para SW, W e NW (e.g. Medeiros & Thomaz Filho 1973, Castro 1991, Zacharias & Assine 2005, Mottin *et al.* 2018).

Semelhantemente, a transição Itararé-Guatá pertence à mesma faixa bioestratigráfica (Asmus 1967, Daemon & Quadros 1970, Souza *et al.* 1999, Souza & Marques-Toigo 2005, Buso *et al.* 2017, Mottin *et al.* 2018), ou seja, não foram instaladas alterações paleoecológicas significativas. Dessa maneira, sugere-se que o critério baseado em condições deposicionais glaciais ou pós-glaciais não é adequado para estabelecer o limite estratigráfico entre os grupos Itararé e Guatá (Vesely 2006), especialmente nos estados do sul do Brasil (Daemon & Quadros 1970).

4.5 MÉTODOS

A presente pesquisa foi baseada em dados de afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná, no sudeste do estado de Santa Catarina, e sua correlação com dados de subsuperfície localizados principalmente ao oeste da borda da bacia. A arquitetura estratigráfica foi descrita em detalhe na porção norte da área de estudo e reconhecida regionalmente (figuras 4.2, 4.3 e 4.4), com base na análise de fácies de

cerca de 200 afloramentos em cortes de estradas, pedreiras e exposições naturais (anexo I).

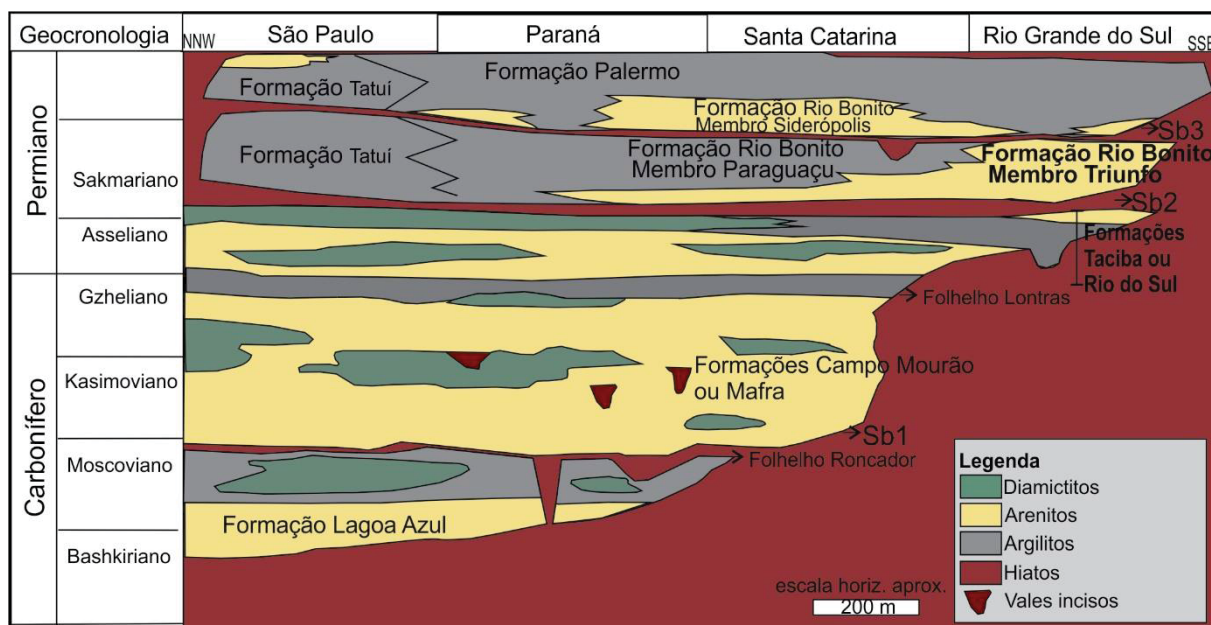


Figura 4.1 - Carta estratigráfica para a sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná (modificado de Holz *et al.* 2006, 2010).

As fácies foram diferenciadas segundo as classificações de Miall (1978) e Eyles *et al.* (1983). A interpretação das associações faciológicas, por sua vez, baseou-se na proposta de Miall (1990), na qual as descrições das fácies e os dados paleocorrentes são relacionados aos fotomosaicos de afloramentos com o intuito de definir os elementos arquitetônicos e a continuidade lateral dos estratos. Por outro lado, as correlações estratigráficas foram baseadas na identificação das superfícies de máxima inundação, de fácil reconhecimento nos perfis de poços. Contudo, no presente trabalho, a interpretação fundamentou-se no método proposto por Posamentier & Allen (1999) e Catuneanu (2006), visando estabelecer tendências deposicionais verticais e superfícies estratigráficas (e.g. discordâncias subaéreas) a partir do empilhamento das associações faciológicas.

Os dados de campo (perfis verticais) e subsuperfície foram interpolados com a finalidade de confeccionar mapas de atributos (isovalores) para analisar a distribuição espacial dos litotipos dentro de unidades previamente estabelecidas a partir das correlações estratigráficas. Esses mapas foram confeccionados por meio do software *Geosoft*, e finalizados no software *ArcG/IS*. A integração dos diferentes mapas com os dados de paleocorrentes coletados em campo serviu de base para a

elaboração de modelos paleogeográficos, com a representação de ambientes deposicionais e direções do paleotransporte de sedimentos.

Os dados de poços, por sua vez, são pertencentes à CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e Petrobras, perfurados durante campanhas de exploração de carvão e petróleo. Os poços da CPRM possuem perfis geofísicos (raios-gama e resistividade) e descrição litológica contínua de toda a Formação Rio Bonito e partes da Formação Rio do Sul. Por outro lado, os poços perfurados pela Petrobras atravessam todo o Paleozoico Superior, chegando muitas vezes ao substrato pré-cambriano. Os dados de poços da Petrobras (descrição litológica e perfis de raios-gama, resistividade e sônico) são de domínio público, semelhantes aos dados da CPRM, e foram fornecidos à Universidade Federal do Paraná pela Agência Nacional do Petróleo (ANP).

4.6 ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO

A caracterização do arcabouço tectono-estratigráfico do intervalo de estudo, na região de Rio do Sul, contou com a definição de três unidades, denominadas A, B e C, com base em dados de poços estratigráficos e sua correlação com perfis verticais de afloramentos. Nesse cenário, o Folhelho Lontras foi utilizado como *datum* para correlações estratigráficas, correspondente ao último nível de folhelho negro com maior pico radioativo antes dos arenitos deltaicos. Dessa forma, considerou-se o Folhelho Passinho (Eopermiano Inferior, Santos *et al.* 1996), documentado estratigraficamente acima do Folhelho Lontras (Daemon & Quadros 1970, Santos *et al.* 1996, Rocha-Campos & Rösler 1978, Vesely 2006), como possível correspondente aos estratos lamosos prodeltaicos da Formação Rio Bonito (e.g. Popp 1983, Castro 1991). Isto pode ser verificado através do empilhamento estratigráfico da sucessão estudada (figura 4.4) e em correlações estratigráficas presentes na literatura, nas quais esses folhelhos são sobrepostos pelas progradações deltaicas da Formação Rio Bonito (Vesely 2006), ou estão dispostos lateralmente aos arenitos deltaicos (Rocha-Campos & Rösler 1978). Segundo essa abordagem, o Folhelho Lontras não corresponde necessariamente ao intervalo de folhelhos ligeiramente acima do embasamento pré-cambriano, como proposto por Fallgatter & Paim (2017), apesar de frequentemente estar disposto dessa maneira (figura 4.4).

Para a construção da seção estratigráfica (figura 4.4), além do *datum* correspondente ao Folhelho Lontras, foi utilizada a abordagem de correlação estratigráfica proposta por Schemiko *et al.* (neste volume) para o posicionamento dos perfis verticais correspondentes aos níveis estratigráficos superiores. Conforme essa proposta, admite-se relação genética entre os depósitos de transporte em massa (DTM-diamictitos) e as camadas deltaicas ligeiramente sobrepostas, formando clinoformas (progradantes), como pode ser observado na região de Presidente Getúlio demonstrado na figura 4.4.

A sucessão estudada engloba quatro associações faciológicas principais, algumas recorrentes em diferentes unidades (tabela 4.1 e figuras 4.2, 4.3 e 4.4.) correspondentes a: 1) folhelhos de ambiente marinho profundo; 2) turbiditos e depósitos de fluxos densos concentrados e hiperconcentrados (padrões de raios-gama em sino, cilíndrico ou irregular); 3) depósitos de transporte em massa (padrões de raios-gama cilíndrico e irregular); e 4) depósitos deltaicos (padrões de raios-gama em funil) e fluviais (padrões de raios-gama em sino).

Tabela 4.1. Associações de fácies reconhecidas na sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná, sul do Brasil.

Associação de fácies	Ambiente deposicional	Unidade
Descrição		Ocorrência
Folhelhos negros e/ou siltitos	Depósitos de ambiente marinho profundo	A, B e C
Arenitos com gradação normal ou inversa (espessos ou delgados) e camadas conglomeráticas.	Turbiditos (arenitos) e depósitos de fluxos densos não-coesivos (camadas conglomeráticas)	A e B
Diamictitos com matações de arenitos deltaicos ou turbidíticos (deslizamentos e escorregamentos). Clastos extrabasinais podem também ocorrer imersos numa matriz areno-argilosa, sendo alguns estriados e facetados. Deformações penecontemporâneas são comuns e incluem falhas, dobras, superfícies de cisalhamento e foliações incipientes.	Depósitos de transporte em massa	A e B
Heterolitos e arenitos estratificados de prodelta, frente deltaica, planície deltaica e fluviais.	Depósitos flúvio-deltaicos	C

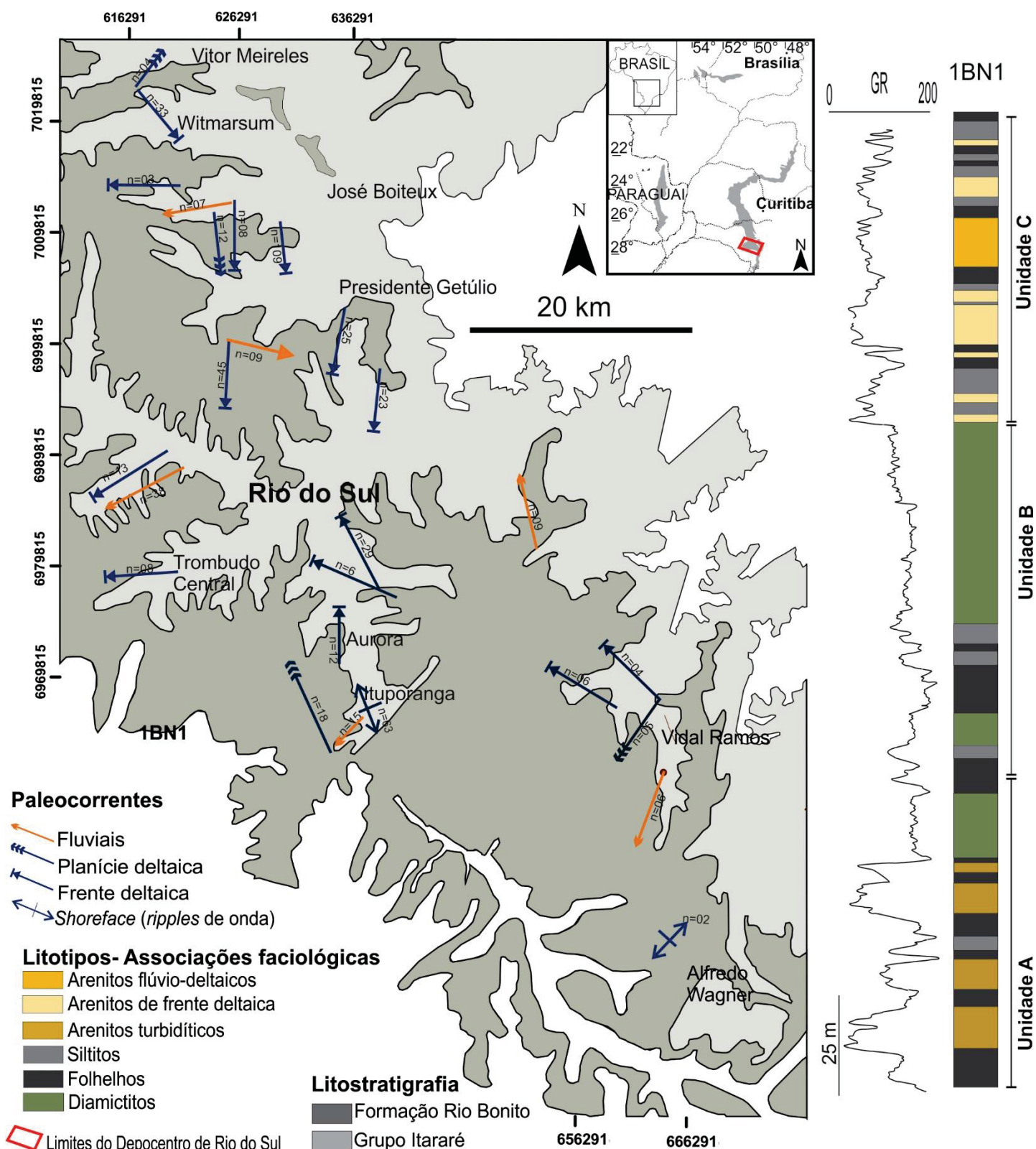


Figura 4.3 - Localização da área de estudo, entre Presidente Getúlio e Alfredo Wagner (SC), com o arranjo das paleocorrentes coletadas e referentes à Unidade C. À direita, um registro de dados de poços mostrando o perfil de raios-gama e os litotipos correspondentes a cada unidade definida.

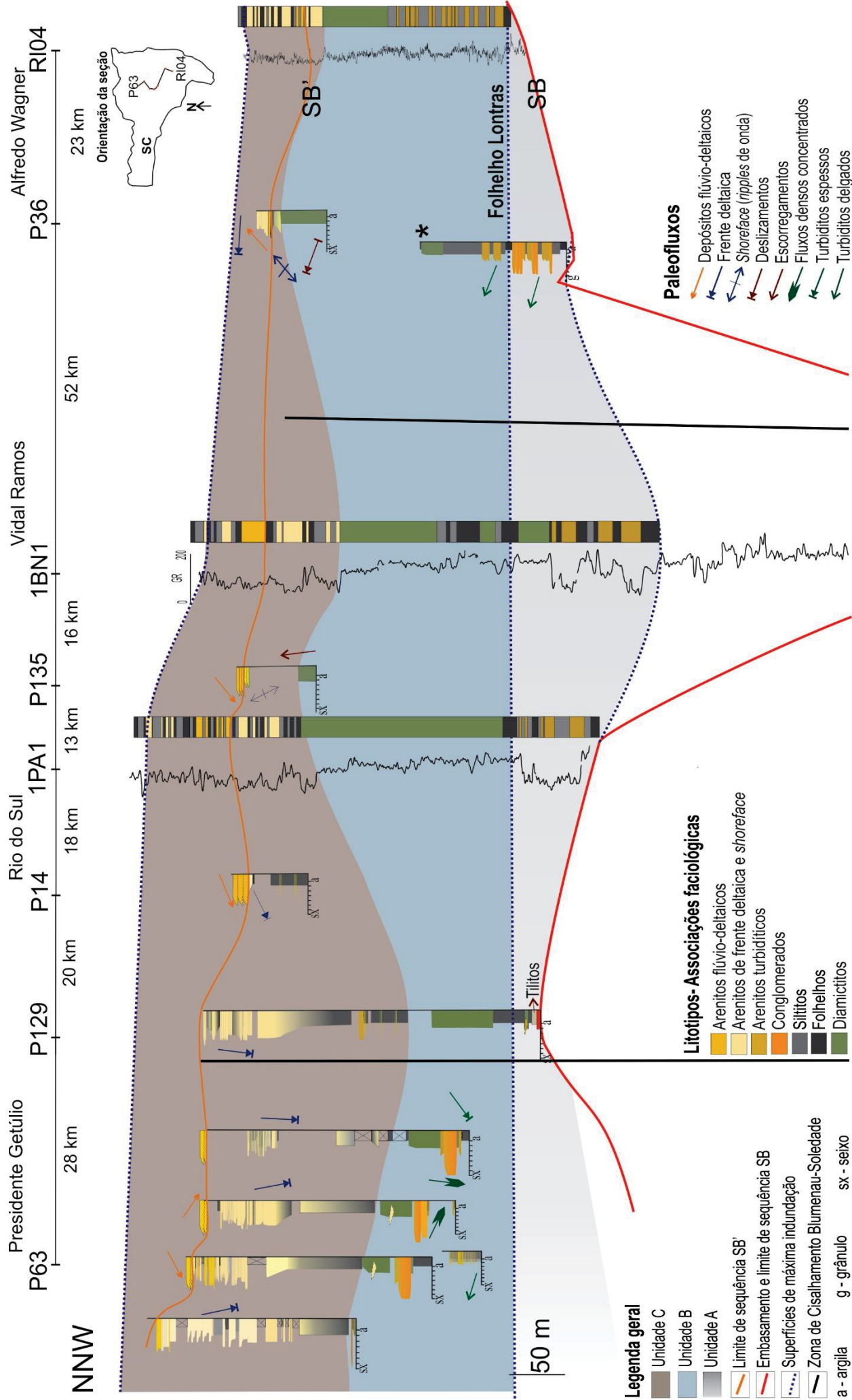


Figura 4.4 - Arcabouço estratigráfico da Depocentro de Rio do Sul (Permocarbonífero da Bacia do Paraná). O asterisco corresponde aos dados de Fallgatter & Paim (2017).

4.6.1 Unidade A

A unidade A é delimitada por folhelhos negros na base e no topo, compondo um intervalo de cerca de 150 m de espessura (figuras 4.5 e 4.6). O limite inferior é formado por folhelhos pouco espessos e raramente expostos, observados somente na região de Alfredo Wagner (SC) e documentados na região de Doutor Pedrinho por Aquino *et al.* (2016). Entretanto, num contexto proximal, esse limite inferior é representado por tilitos subglaciais aflorantes e dispostos sobre o embasamento pré-cambriano, como verificado na região de Presidente Getúlio (figuras 4.4 e 4.6A-B). Contudo, os folhelhos basais são rastreáveis em subsuperfície, em direção ao interior da bacia (oeste), e são sobrepostos por arenitos delgados e espessos, conglomerados e arenitos conglomeráticos, e/ou diamictitos. Neste cenário, as fácies conglomeráticas podem estar sobrepostas aos arenitos (Alfredo Wagner, figura 4.4, e.g. Fallgatter & Paim 2017) ou subsequentes aos diamictitos (Doutor Pedrinho, e.g. Aquino *et al.* 2016). Essa sucessão é recoberta por folhelhos negros correspondentes ao Folhelho Lontras, conhecido marcador estratigráfico do Grupo Itararé, usado com frequência em correlações regionais (Schneider *et al.* 1974, França & Potter 1988, Vesely & Assine 2004), o qual pode ocorrer diretamente sobre o embasamento ígneo-metamórfico em direção ao sul-sudeste (figuras 4.4 e 4.6F). Em geral, essa unidade é correlacionada às porções superior da Formação Mafra e inferior da Formação Rio do Sul.

Os tilitos são pouco expostos e escassos em toda a área de estudo, presentes em leitos irregulares, com cerca de 0,5 a 2 m de espessura e lateralmente descontínuos, sobre superfícies erosivas no embasamento pré-cambriano que apresentam estrias glaciais. Estas estrias, segundo Rosa *et al.* (2016) e Fallgatter & Paim (2017), por exemplo, possuem sentido NNW. Os clastos dentro dos tilitos são principalmente nas frações grânulos e seixos (<5% do volume da rocha), facetados, estriados e de afinidade composicional com o embasamento (granito e quartzo). Eles exibem planos de cisalhamento de baixo ângulo com espaçamento milimétrico ou foliação (figura 4.6A) e superfícies estriadas no topo (figura 4.6B), interpretadas como superfícies glaciais intraformacionais (*soft-sediment glacial surfaces*, e.g. Visser 1990, Rosa *et al.* 2016, Vesely *et al.* 2015), com direção NW-SE.

Os arenitos espessos e delgados (com clastos caídos) são atribuídos aos fluxos turbidíticos tipo *surge*, uma vez que apresentam sequências incompletas de

Bouma em gradação normal, segundo a classificação de Mulder & Alexander (2001). Secundariamente, são relacionados à deposição a partir de fluxos hiperpicnais quando compostos por camadas inversamente gradadas (e.g. Mutti *et al.* 2007). Geralmente, as paleocorrentes dos turbiditos espessos e delgados são para NE. Entretanto, Aquino *et al.* (2016) e Fallgatter & Paim (2017) registraram paleocorrentes com sentido principal para NW, em que NE e SW são componentes secundárias (figura 4.5B).

Os conglomerados e arenitos conglomeráticos são maciços ou apresentam estratificações difusas, com clastos flutuantes (seixos a matacões), parte deles estriados e facetados. As camadas conglomeráticas podem compor uma sucessão de até 50 m de espessura (José Boiteux, figuras 4.6C-D), formando conjunto de estratos tabulares e acunhados, muitas vezes dispostos de forma oblíqua (figura 4.6D). Esses estratos são interpretados como produtos da deposição a partir de fluxos densos concentrados devido à deglaciação (figuras 4.6C-E, e.g. Mulder & Alexander 2001, Mulder *et al.* 2003, Aquino *et al.* 2016). Adicionalmente, essa associação faciológica dentro desse mesmo intervalo estratigráfico também foi descrita por Aquino *et al.* (2016) e Fallgatter & Paim (2017), nas localidades de Doutor Pedrinho e Alfredo Wagner, respectivamente. As paleocorrentes para esses estratos não foram obtidas, mas conforme Aquino *et al.* (2016) e Fallgatter & Paim (2017) possuem sentido principal para NW (figura 4.5B).

Os diamictitos, por sua vez, são compostos por matacões de arenitos turbidíticos em meio à matriz lamosa e com deformações penecontemporâneas, tais como dobras e falhas. Clastos de afinidade composicional com o embasamento também ocorrem, parte deles facetados e estriados. Tais características permitem interpretá-los como depósitos de transporte em massa (cf. Shanmugam & Moiola 1988, Shanmugam 2006, Shanmugam 2015).

Mapas de porcentagens foram confeccionados para os principais litotipos da unidade: folhelhos, arenitos e conglomerados, e diamictitos (figura 4.5). Da mesma forma, foi construído um mapa de isópacas para a unidade. O mapa de percentual dos depósitos de granulação grossa corresponde aos arenitos turbidíticos e aos depósitos de fluxos densos concentrados (DFDC), que apresentam espessura máxima de até 100 m. O mapa de porcentagem de diamictitos, por outro lado, refere-se aos depósitos de transporte em massa (DTM) cujos maiores valores estão localizados entre as porcentagens máximas dos depósitos de granulação grossa e

dos folhelhos (figura 4.5D). O mapa de porcentagem de folhelhos, por sua vez, abrange os folhelhos negros presentes na porção basal e superior desta unidade, com os maiores valores já apresentando a proximidade com a região de Rio do Sul (figura 4.5C). Por fim, o mapa de isópacas referente a esse intervalo (figura 4.5A) mostra dois locais de maiores espessuras, ambos localizados a oeste de Rio do Sul (SC) e com alinhamento norte, em que um deles coincide com o máximo percentual de arenitos e conglomerados e o outro com o máximo percentual de diamictitos. Todos os mapas descritos associados aos dados de paleofluxos apontam para a fonte principal localizada a sudeste (figura 4.5).

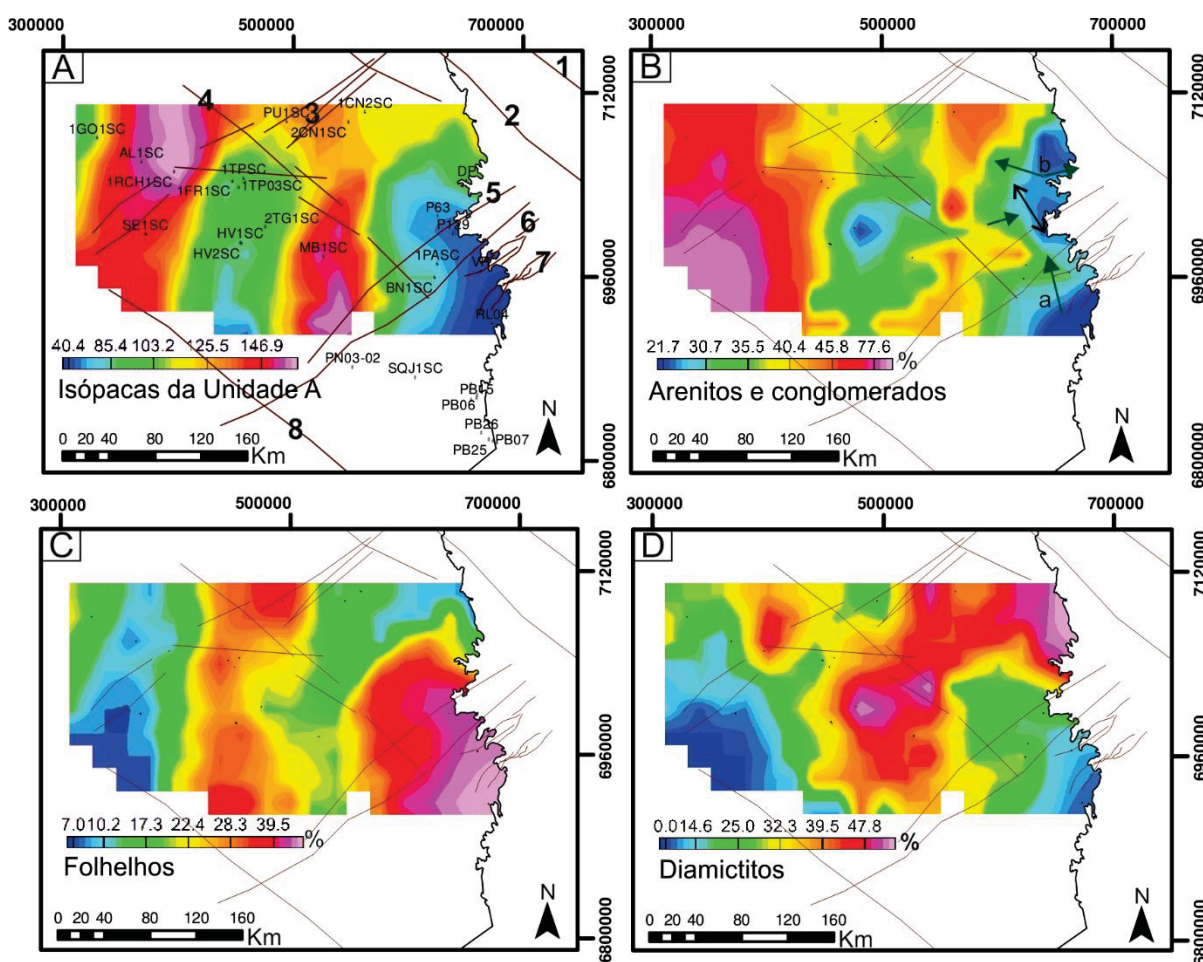


Figura 4.5 - Mapas de atributos da Unidade A e paleocorrentes correspondentes. Legenda: a) seta preta corresponde às estrias glaciais; ao passo que, as setas verdes com as letras *a* e *b* são referidas às paleocorrentes definidas por Fallgatter & Paim (2017) e Aquino *et al.* (2016), respectivamente. b) zonas de cisalhamento (conforme Zalán *et al.* 1990 e Schobbenhaus *et al.* 2004): 1 = Cândido de Abreu-Campo Mourão, 2 = Rio Piquiri, 3 = Lancinha, 4 = Caçador, 5 = Blumenau-Soledade, 6- Perimbó, 7 = Major Gercino; c) 8 = Sinclinal de Torres.

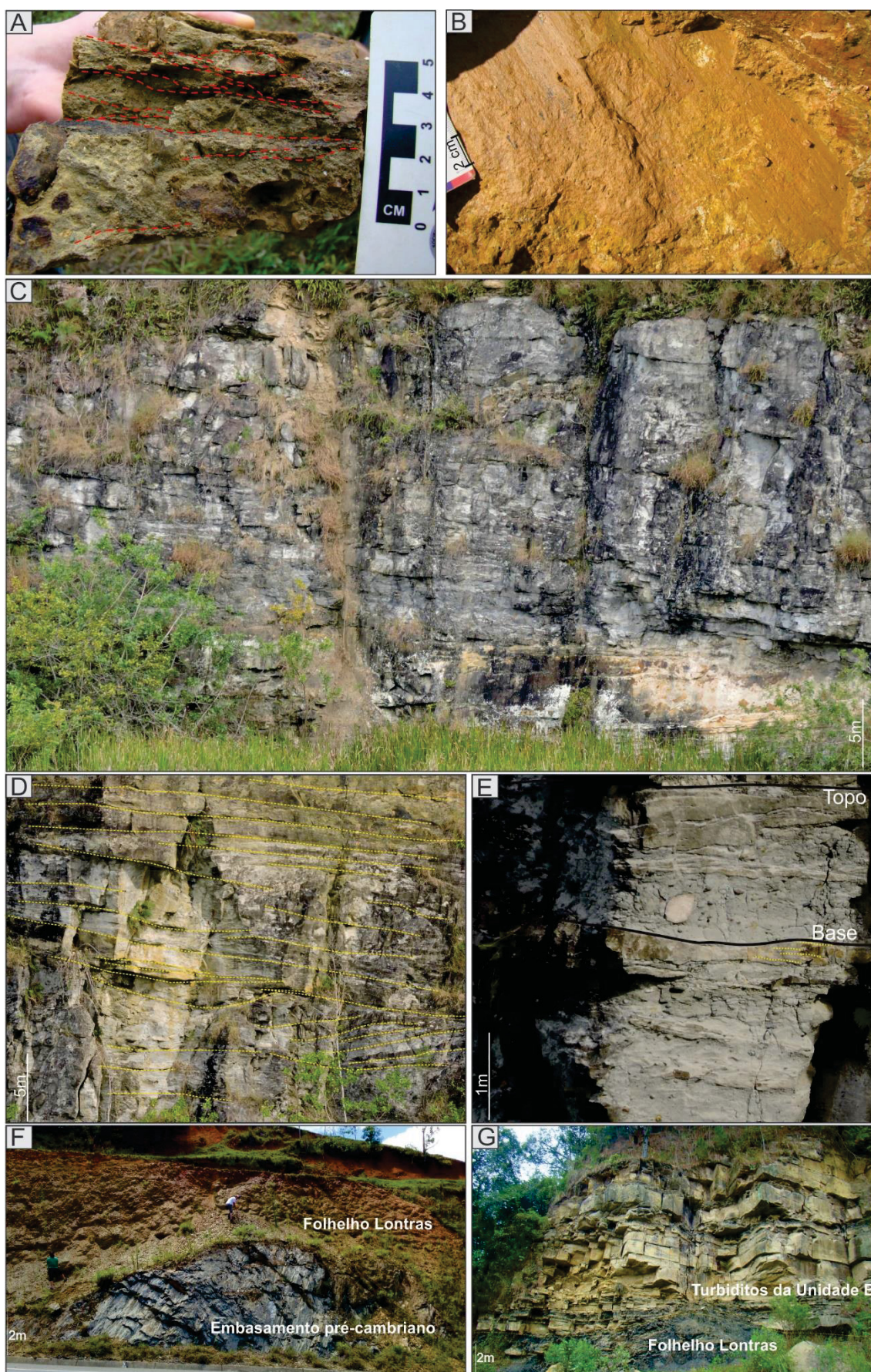


Figura 4.6 - Principais fácies da Unidade A e formas de ocorrência do Folhelho Lontras. A) Tilito subglacial com planos de cisalhamento de ângulo baixo. B) Estrias em tilitos subglaciais. C e D) Conglomerados maciços e arenitos conglomeráticos estratificados em estratos tabulares e lenticulares, configurando conjuntos de camadas amalgamadas oblíquas e horizontais. E) Conglomerados maciços que gradam para arenitos conglomeráticos estratificados. F) Contato entre o Folhelho Lontras e embasamento pré-cambriano (Vidal Ramos). G) Contato entre o Folhelho Lontras e as camadas de turbiditos da Unidade B (Doutor Pedrinho).

4.6.2 Unidade B

Depósitos de fluxos gravitacionais coesivos e não-coesivos compõem a Unidade B (figuras 4.2, 4.7 e 4.8), com cerca de 400 m de espessura em subsuperfície, compreendida inteiramente dentro da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé). Em ordem estratigráfica, essa unidade é composta por folhelhos (porção superior do Folhelho Lontras, figura 4.6G), arenitos delgados e espessos, conglomerados e arenitos conglomeráticos, e diamictitos. O contato superior dessa unidade é feito com heterolitos lenticulares de prodelta, pertencentes à unidade subsequente. Contudo, num contexto proximal, o contato com os heterolitos prodeltaicos é substituído por um limite com arenitos flúvio-deltaicos (figura 4.4).

Semelhante à Unidade A, os folhelhos negros basais (Folhelho Lontras) são sobrepostos por arenitos delgados com clastos caídos, interpretados como turbiditos laminados depositados sob influência glacial (*thin-bedded turbidites* conforme Mutti 1992, ou TBT, figura 4.8C). Sobrepostos aos turbiditos delgados, ocorrem estratos tabulares ou lenticulares espessos (0,5-1 m, figuras 4.8C-D), os quais são compostos por arenitos com sequências incompletas de Bouma, em gradação normal, com base erosiva, exibindo diversas marcas de sola. Dessa maneira, os arenitos espessos são interpretados como produto da deposição a partir de correntes turbidíticas tipo *surge*.

Acima dos estratos areníticos, ocorrem conglomerados e arenitos conglomeráticos (figuras 4.8E-F), que compõem conjuntos oblíquos amalgamados (até 10 m de espessura e 30 m de largura), com bases côncavas e erosivas. Cada camada apresenta padrão de gradações normais ou inversas, em que, por exemplo, arenitos conglomeráticos ou conglomerados maciços gradam para arenitos com estratificações ou laminações difusas. Clastos nas frações de seixos a matacões podem ser observados alinhados conforme as estratificações e laminações, alguns estriados e facetados (figura 4.8F). Em casos específicos, ocorrem arenitos maciços com bases erosivas e intraclastos basais de dimensões métricas. Essas características sugerem a deposição a partir de fluxos densos hiperconcentrados a concentrados, conforme a classificação de Mulder & Alexander (2001), cujas oscilações de fácies na vertical são atribuídas a fluxos hiperpicnais associados à descarga de degelo, evidenciada por clastos estriados e facetados (Schemiko *et al.* neste volume). As fácies conglomeráticas estão presentes principalmente na localidade de Presidente Getúlio onde, geneticamente associadas aos turbiditos

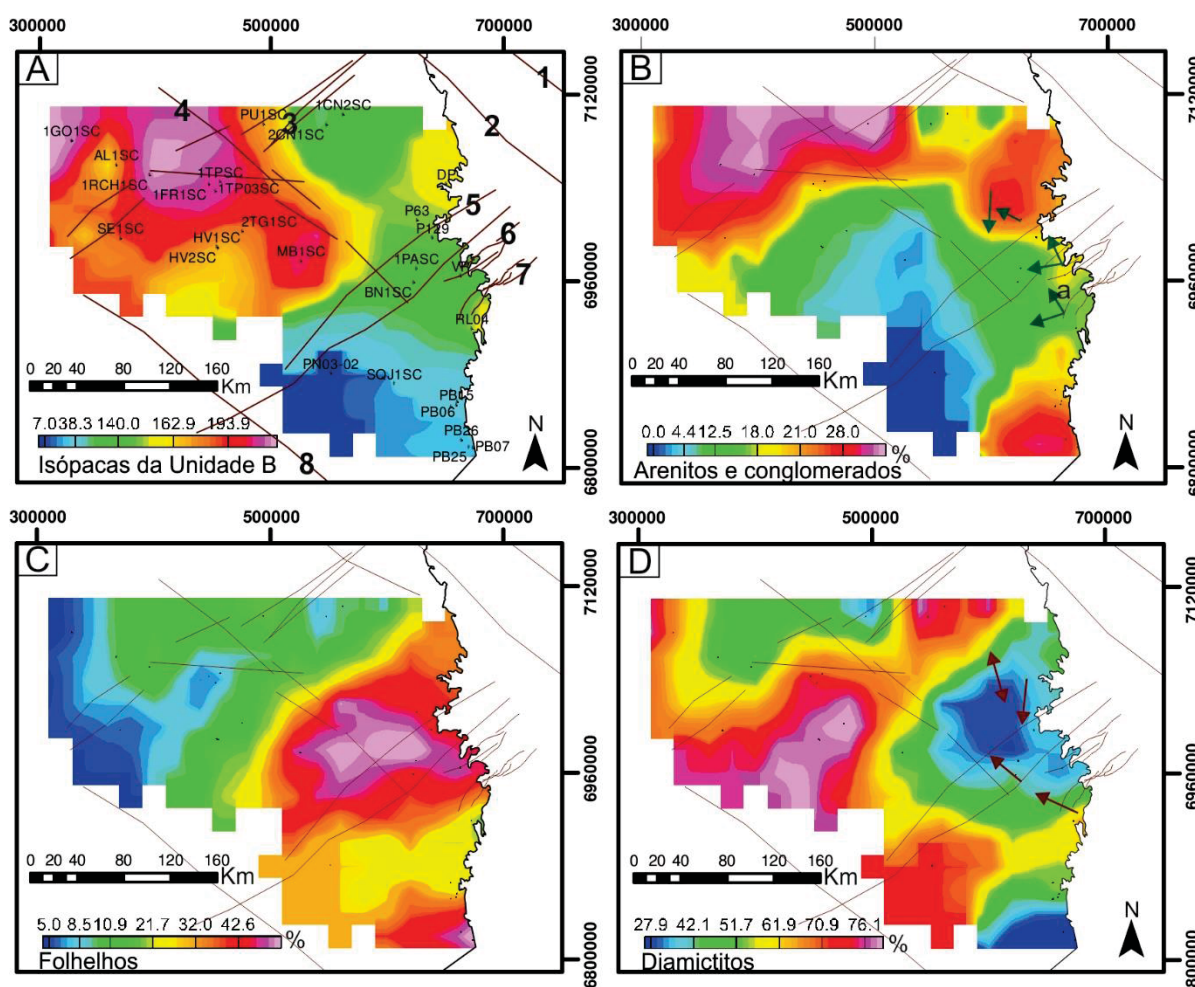
espessos (Schemiko *et al.* neste volume), mostram paleocorrentes com sentido sul-sudoeste. Nesta localização, por sua vez, os turbiditos delgados apresentam paleocorrentes para noroeste e oeste-sudoeste, os mesmos sentidos obtidos a partir de turbiditos espessos e delgados presentes nas localidades de Vidal Ramos e Alfredo Wagner, na porção sudeste da área de estudo, onde as fácies conglomeráticas são ausentes (figura 4.4).

Finalmente, antes do contato com os heterolitos lenticulares, ocorrem diamictitos com matriz areno-argilosa, com clastos dispersos. Esses clastos podem variar desde grânulos a matacões extrabasinais, de composição ígnea-metamórfica, parte deles facetados e estriados. Entretanto, muitos diamictitos apresentam matacões compostos por arenitos deltaicos (figuras 4.8A-B) e turbidíticos. Em diamictitos mais homogêneos, as estruturas sedimentares presentes nesses matacões de arenitos tornam-se de difícil reconhecimento devido às deformações penecontemporâneas como dobras, falhas e foliações. Clastos heterogêneos dispersos em uma matriz areno-argilosa podem ser associados à deposição de fluxos gravitacionais coesivos. Os macatões arenosos de origem deltaica imersos em matriz lamosa apontam para a deposição por deslizamento (cf. Shanmugam & Moiola 1988, Shanmugam 2006, Shanmugam 2015), enquanto que diamictitos ricos em deformações penecontemporâneas são classificados como escorregamentos (Shanmugam 2006).

Em geral, a associação de fácies composta por diamictitos pode ser referida como depósitos de transporte em massa (DTM, Schemiko *et al.* neste volume). Na região de Presidente Getúlio (setor norte), a análise cinemática dos DTM aponta paleofluxos com sentido sudoeste (figura 4.3). Na porção sul-sudeste da área de estudo, esses paleofluxos possuem sentido noroeste (Vidal Ramos) e oeste-sudoeste (Alfredo Wagner). Adicionalmente, esses dados coincidem com os sentidos de fluxos obtidos por meio de análise de susceptibilidade magnética por Amato (2017) nas regiões de Aurora (NNW), próximo a Vidal Ramos, e Alfredo Wagner (NW e W).

Os mapas de atributos referentes à esta unidade estão presentes na figura 4.7. O mapa de percentual de depósitos de granulação grossa (figura 4.7B) corresponde aos depósitos turbidíticos e depósitos de fluxos densos não-coesivos, com espessura máxima de até 190 m e maior porcentagem localizada ao noroeste, e outros dois picos nas regiões nordeste e sudeste. O mapa de percentual de diamictitos (figura 4.7D) refere-se aos depósitos de transporte em massa, com espessura máxima

de até 140 m e alinhamento principal NW-SE. Por outro lado, o mapa de porcentagem de folhelhos (figura 4.7C), que engloba os folhelhos negros presentes na base desta unidade (porção superior do Folhelho Lontras), possui cerca de 60 m de espessura máxima, com máxima porcentagem situada na região de Rio do Sul. Por fim, o mapa de isópacas apresenta maiores valores com tendência de alinhamento NW-SE. Esses mapas associados aos dados de paleofluxos apontam para fontes de sedimentos de NNE, SE e E.



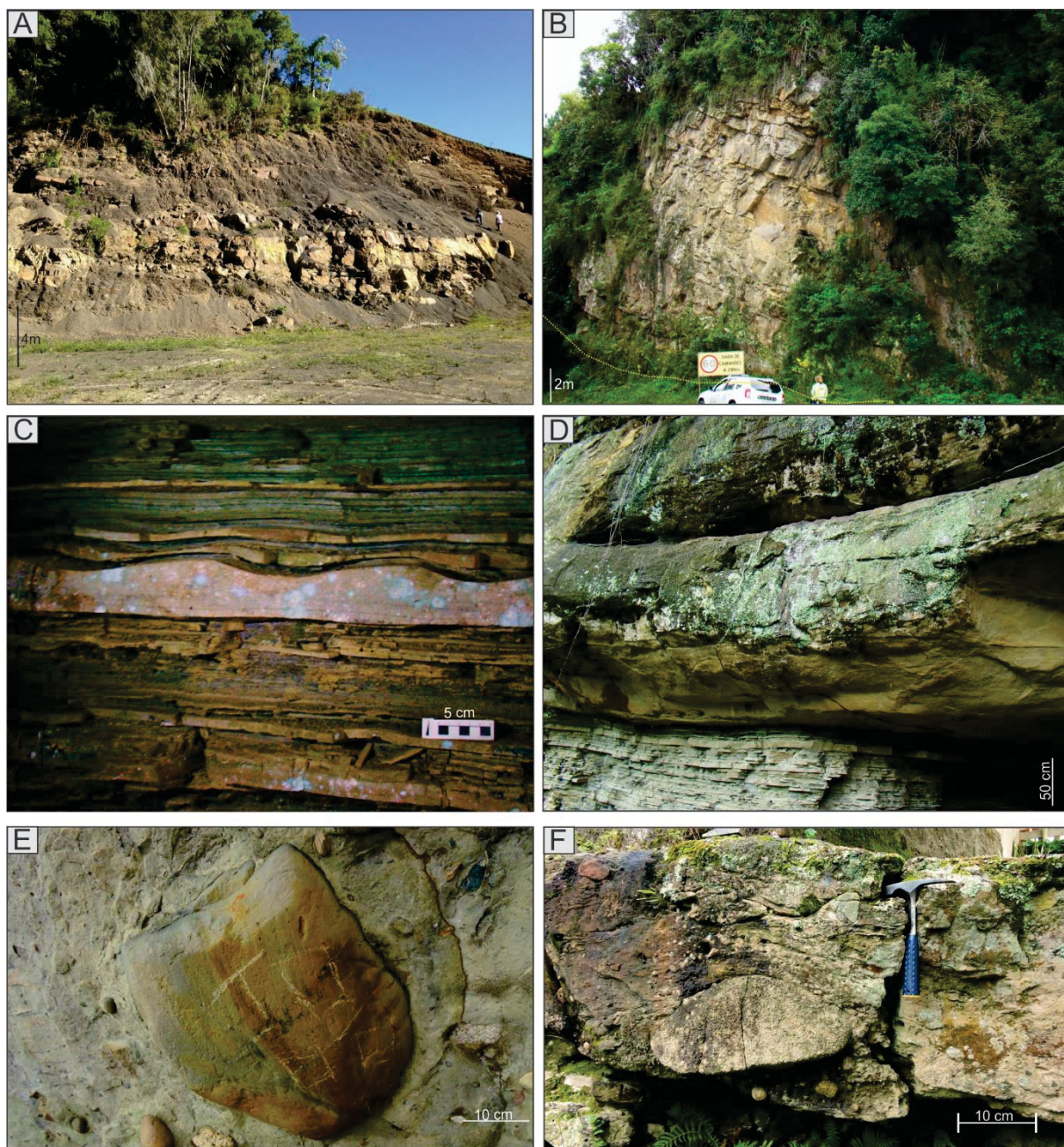


Figura 4.8 - Principais fácies de fluxos gravitacionais da Unidade B. A) Matações de arenito dentro dos depósitos de transporte em massa (DTM). B) Matações de arenitos deltaicos imersos em uma matriz arenosa-lamosa dos DTM. C) Turbiditos delgados com ondulações de corrente. D) Contato entre os turbiditos delgados e os turbiditos espessos. E e F) Matações facetados e estriados dentro dos depósitos de fluxos densos concentrados.

4.6.3 Unidade C

A diferenciação da unidade C está relacionada à presença de depósitos arenosos deltaicos e fluviais (figuras 4.3, 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12), cuja base corresponde ao contato com os diamictitos da Unidade B (figuras 4.4 e 4.9B). Esses arenitos são sobrepostos por folhelhos e siltitos associados à superfície de máxima inundação correspondente ao Membro Paraguaçu (Formação Rio Bonito).

Os heterolitos lenticulares de prodelta que ocorrem na base da unidade transicionam para o topo para heterolitos *wavy* e *flaser*, assim como para arenitos laminados e estratificados em camadas tabulares, interpretados como depósitos de frente deltaica e *shoreface*. As estruturas sedimentares desses arenitos (figura 4.10) abrangem estratificações cruzadas de baixo ângulo, acanalada e *hummocky*, além de dobras convolutas e laminações onduladas de corrente e onda (com ou sem *drapes* de argila). Nesse contexto, bioturbações são comuns (*Diplocraterion*, icnofácies *Skolithos*, cf. Benton & Harper 1997, Catuneanu 2006), enquanto que clastos caídos são raros (e.g. P71, Presidente Getúlio).

Adicionalmente, na região de Trombudo Central (e.g. P188), próximo à localidade de Rio do Sul, ocorrem arenitos finamente laminados com *till pellets*, interpretados como turbiditos delgados depositados sobre influência glacial (figura 4.11D, e.g. Santos *et al.* 1992), provavelmente em contexto transicional entre frente deltaica e prodelta. Esses turbiditos delgados são intercalados com estruturas relacionadas à deposição a partir de sedimentos desprendidos de icebergs, denominadas *iceberg-dump structure* (figura 4.11A). Essas estruturas são reconhecidas como camadas com base plana e topo côncavo assimétrico, em arranjos laterais múltiplos (e.g. Thomas & Connel 1985), compostas por material grosseiramente estratificado de composição areno-argilosa com grânulos e seixos dispersos (de afinidade composicional com o embasamento). Possíveis estrias glaciais (*soft-sediment glacial surfaces*) ocorrem entre as camadas desses turbiditos delgados e possuem direção WSW-ENE (figuras 4.11B-C), similar ao sentido obtido por Santos *et al.* (1992) para essas estrias (WNW).

Em direção ao topo, os depósitos de frente deltaica e *shoreface* são substituídos por associação faciológica caracterizada pela presença de arenitos pobremente selecionados, estratificados, bioturbados (icnofácies *Skolithos*) e

mosquedões (cimentação carbonática pedogênica), assim como por camadas finas de heterolitos lenticulares associadas a lâminas de carvão. Nesse cenário, fragmentos de plantas e concreções de pirita também são frequentes. Notavelmente, os arenitos são feldspáticos, de granulação média a grossa, presentes em camadas amalgamadas ou isoladas (0,3 a 1 m de espessura), de base erosiva e côncava formando estruturas de corte e preenchimento, com estratificações cruzadas acanaladas, tabular e de baixo ângulo. Em conjunto, essas características sugerem a deposição em ambiente de planície deltaica (e.g. Bhattacharya 2006, 2010, Rossi & Steel 2016).

Semelhantemente, na região de Presidente Getúlio (figura 4.4) os depósitos de planície deltaica são recobertos erosivamente por camadas de arenitos mal selecionados e estratificados, de base côncava e com intraclastos, organizadas em conjuntos de estratos amalgamados que podem atingir espessuras superiores a 6 m. As estruturas sedimentares incluem estratificações cruzadas acanaladas, tabular e de baixo ângulo. Esse conjunto espesso de camadas arenosas são entendidos como depósitos fluviais (e.g. Schemiko *et al.* neste volume)

Entretanto, esses estratos fluviais podem ocorrer após superfície erosiva tanto sobre a planície deltaica (Presidente Getúlio, figura 4.4), como sobre depósitos de *shoreface* (Ituporanga, figura 4.9D) e prodelta (P14, Rio do Oeste, figura 4.9C). Dessa maneira, a sua base é compreendida como uma discordância subaérea, reconhecida em toda a área de estudo (figura 4.13). Após à expressão fluvial, essa discordância é preenchida por depósitos deltaicos sob influência de maré (ou depósitos estuarinos, e.g. Zhacarias & Assine 2005) e camadas ricas em lamitos (Membro Paraguaçu), como observado na região de Alfredo Wagner (P36, figuras 4.4 e 4.13).

Em geral, as paleocorrentes foram registradas a partir dos estratos de depósitos de frente deltaica, *shoreface* e planície deltaica, presentes abaixo da discordância subaérea. Com base nas tendências dessas paleocorrentes, a área estudada pode ser subdividida em três regiões: 1) Presidente Getúlio (norte), onde as paleocorrentes tem sentido sul-sudoeste; 2) Rio do Sul (centro-leste) com paleocorrentes para oeste; e 3) Vidal Ramos-Alfredo Wagner (sul), mostrando paleocorrentes para noroeste e sudoeste (figuras 4.3, 4.4 e 4.12A).

As camadas fluviais presentes acima da discordância subaérea possuem paleocorrentes com sentidos sudoeste e noroeste (figuras 4.3, 4.4, 4.12B). Por outro lado, os depósitos deltaicos subsequentes apresentam sentidos de paleocorrentes

para sudoeste (e.g. P36), mas com componente nordeste atribuída às correntes de maré (*drapes*, figura 4.13).

O mapa de percentual de depósitos de granulação grossa corresponde aos estratos flúvio-deltaicos com espessura máxima de até 120 m, os quais associados ao mapa de razão entre folhelhos e depósitos de granulação grossa mostram valores elevados nas regiões norte, oeste e sudeste (figuras 4.12A-B). O mapa de percentual de folhelhos, por sua vez, abrange os estratos lamosos presentes no topo desta unidade, correspondentes ao Membro Paraguaçu. Esses depósitos lamosos apresentam cerca de 70 m de espessura máxima, e valores elevados de porcentagem a noroeste e leste (figura 4.12C).

Contudo, considerando uma continuidade deposicional entre as unidades B e C, em que foi constatada a relação genética entre depósitos marinhos profundos e os depósitos deltaicos presentes abaixo dos estratos fluviais erosivos (Schemiko *et al.* neste volume), foi confeccionado um mapa de isópacas com o Folhelho Lontras no limite inferior e a discordância subaérea como limite superior (figura 4.12D). Este mapa aponta para valores de maiores espessuras com tendência de alinhamento NW-SE, próximo à Zona de Cisalhamento Caçador, cuja porção mais ao sul está situada próxima à localidade de Rio do Sul. Todos os mapas descritos acima associados às paleocorrentes das camadas flúvio-deltaicas apontam para fontes a partir de NNE, SE e E.

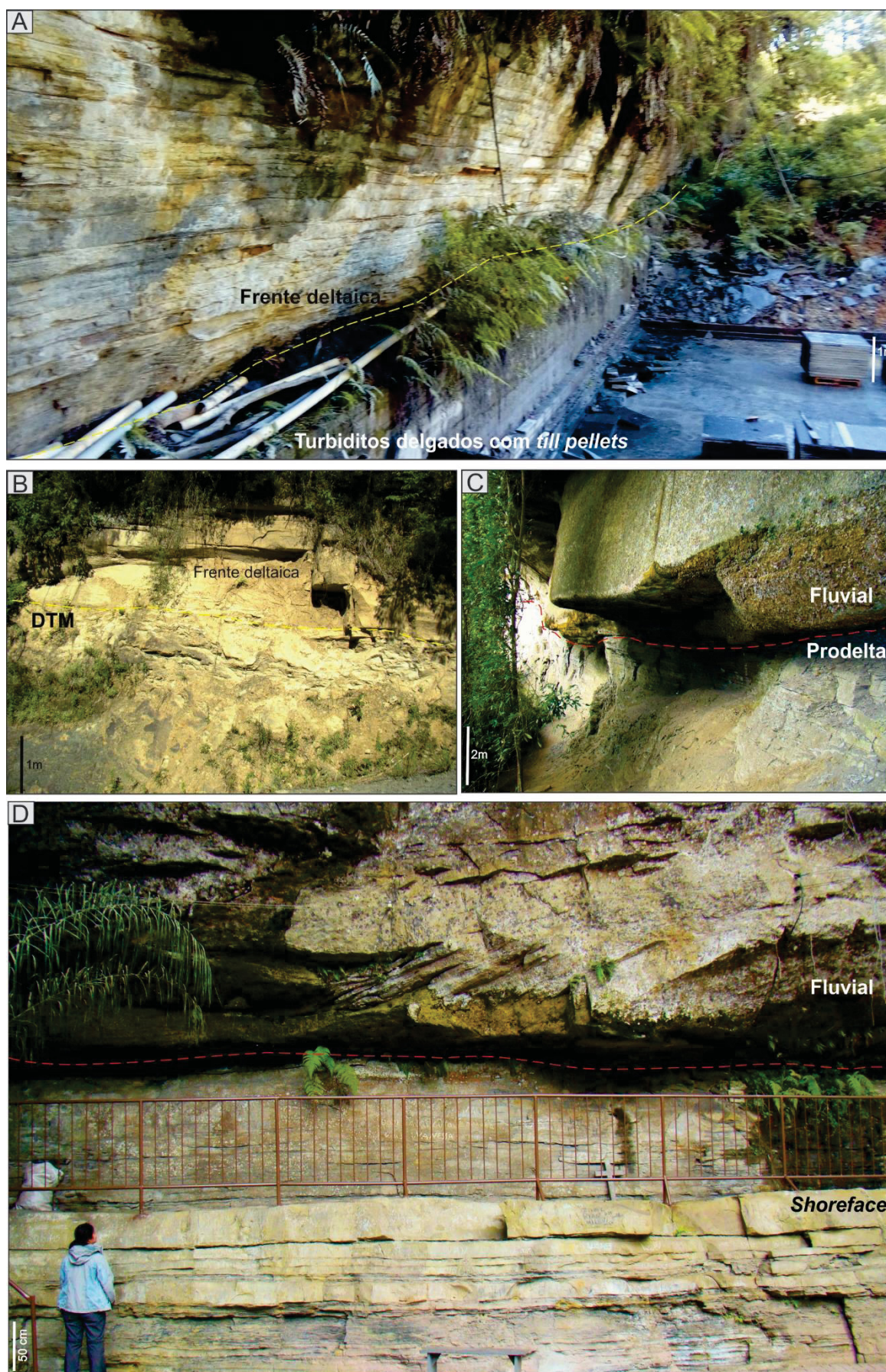


Figura 4.9 – Relações de contato com os estratos flúvio-deltaicos. A e B) O contato entre os estratos prodeltaicos e os depósitos de transporte em massa com depósitos de frente deltaica nas localidades de Trombudo Central (A) e Alfredo Wagner (B), respectivamente. C e D) Discordância subaérea sobre os depósitos prodeltaicos (P14 em Rio do Oeste) e de shoreface (P135 em Ituporanga).

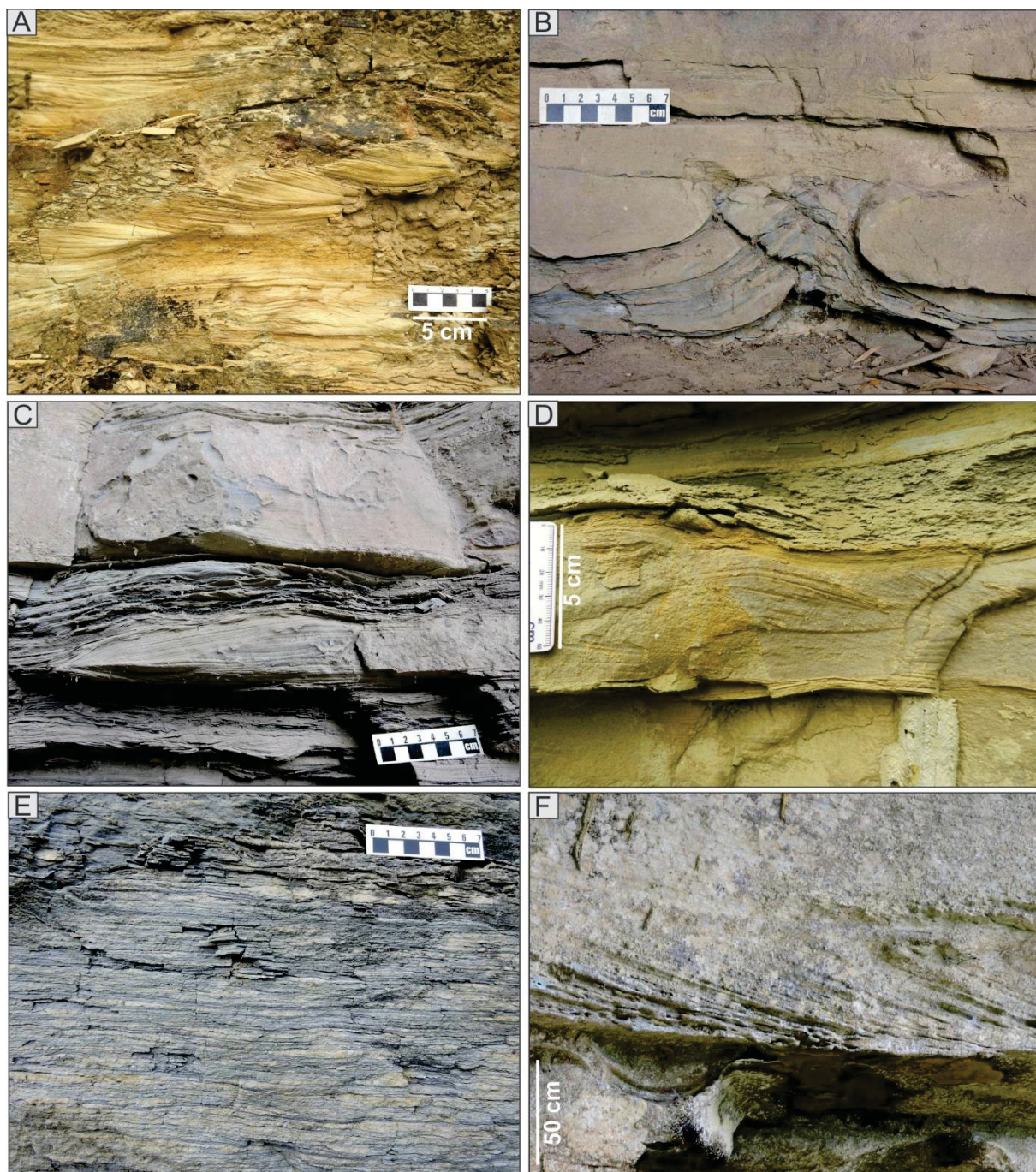


Figura 4.10 - Principais fácies fluviais e flúvio-deltaicas da Unidade C. A) Ondulações de correntes dos depósitos de frente deltaica. B) Dobras convolutas em arenitos siltosos em contexto de frente deltaica. C e D) Estratificação cruzada *hummocky* em depósitos de *shoreface*. E) Depósitos heterolíticos de prodelta. F) Estratificação cruzada tabular em estratos fluviais presentes acima da discordância subaérea.

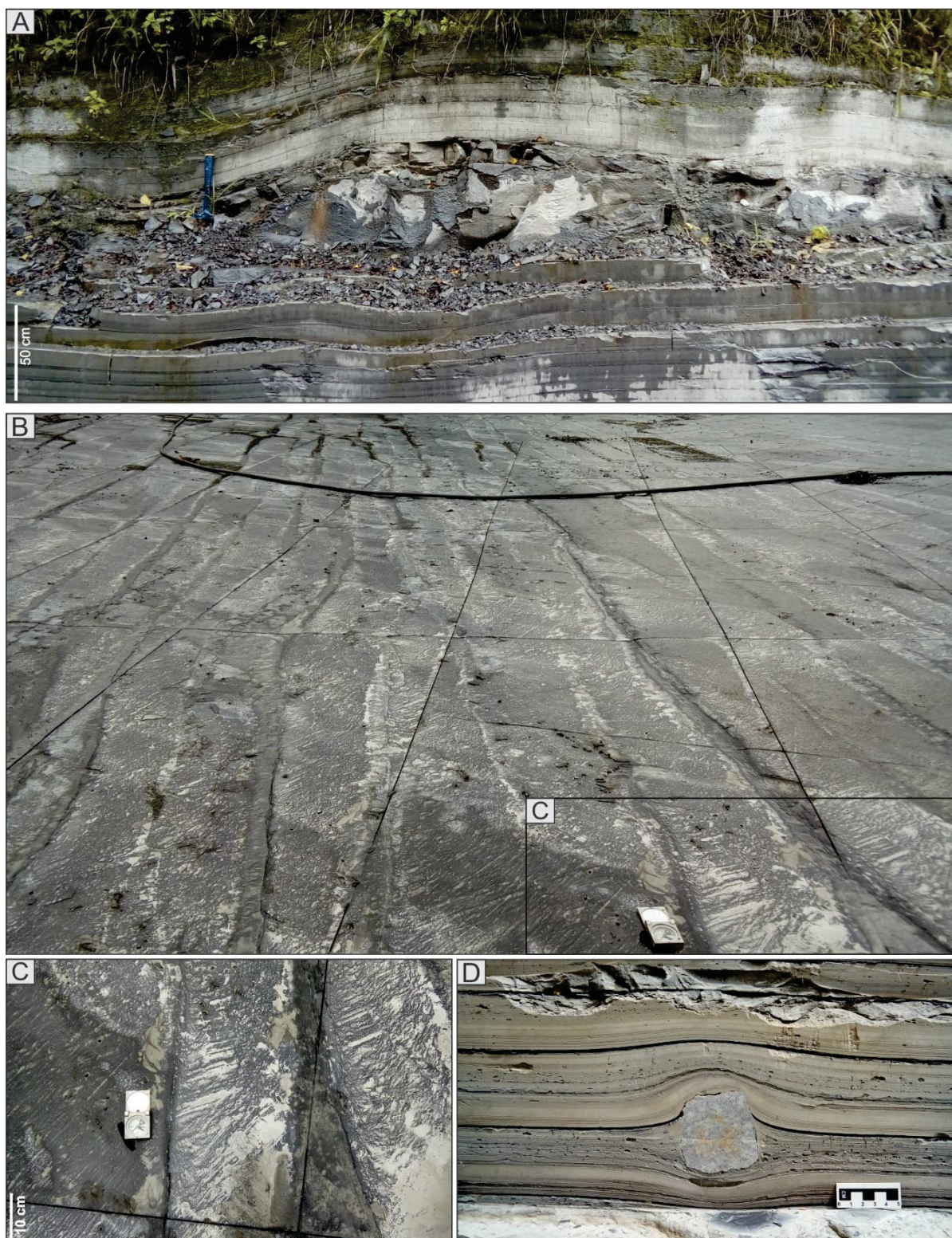


Figura 4.11 - A) *Dump structures* intercaladas aos turbiditos delgados com *till pellets* presentes na localidade de Trombudo Central, no depocentro de Rio do Sul. B e C) Possíveis estrias glaciais intraformacionais (*soft-sediment glacial surfaces*) com direção WSW-ENE. D) Detalhes dos turbiditos delgados com *till pellets*, em que também podem ser observados clastos caídos quartzosos.

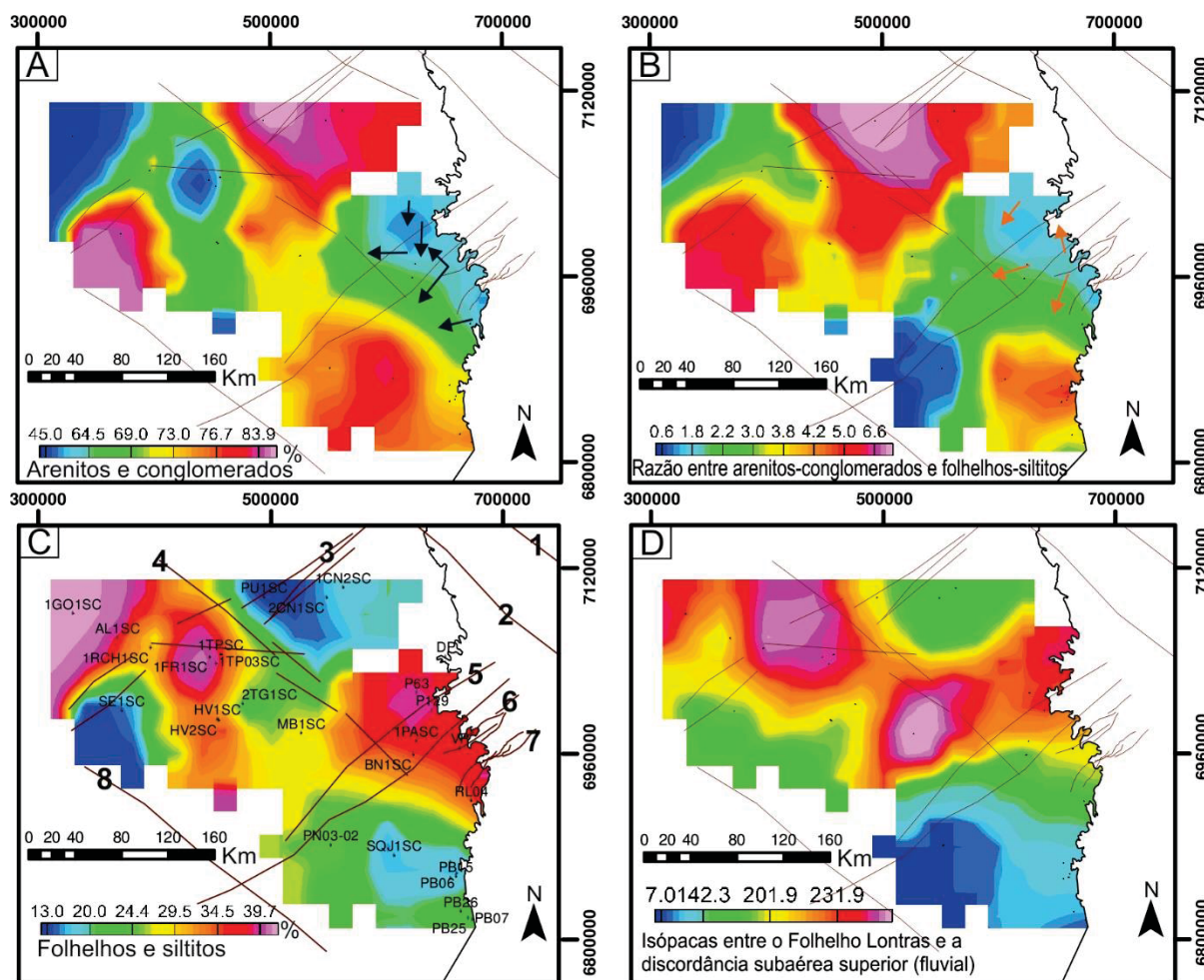


Figura 4.12 - Mapas de atributos da unidade C e as paleocorrentes correspondentes (A, B, e C). D) Mapa de isópacas entre o Folhelho Lontras e discordância subaérea superior, referente à base dos depósitos fluviais da Formação Rio Bonito. Legenda: a) as setas azuis e laranjas correspondem às paleocorrentes dos depósitos flúvio-deltaicos presentes abaixo e acima da discordância subaérea, respectivamente; b) zonas de cisalhamento (conforme Zalán *et al.* 1990 e Schobbenhaus *et al.* 2004): 1 = Cândido de Abreu-Campo Mourão, 2 = Rio Piquiri, 3 = Lancinha, 4 = Caçador, 5 = Blumenau-Soledade, 6- Perimbó, 7 = Major Gercino; c) 8 = Sinclinal de Torres.

4.7 DISCUSSÃO

4.7.1 História deposicional

O empilhamento estratigráfico das três unidades definidas, seus respectivos paleofluxos e distribuição espacial permitem reconstruir a história deposicional e a paleogeografia da área estudada (figuras 4.13 e 4.14). A Unidade A inclui, em ordem estratigráfica, tilitos subglaciais, folhelhos de ambiente marinho profundo, turbiditos delgados e espessos, depósitos de transporte em massa (DTM), depósitos de fluxos concentrados (DFDC) e, novamente, folhelhos marinhos profundos sob influência glacial (parte inferior do Folhelho Lontras). Os tilitos subglaciais, observados no

contexto proximal (borda leste), são a expressão do máximo avanço glacial (figura 4.14A), que configurou uma superfície erosiva sobre o embasamento pré-cambriano (estrias glaciais), ou seja, o primeiro limite de sequência denominado aqui de SB. Os principais sentidos de paleocorrentes dos turbiditos e dos DFDC para NW concordam com o vetor médio das estrias glaciais sobre o substrato pré-cambriano documentadas no estado de Santa Catarina (Rocha-Campos *et al.* 1988, Fallgatter & Paim 2017), e em outros locais de ocorrência do Grupo Itararé dentro deste mesmo intervalo estratigráfico (Vesely & Assine 2002, 2006, Vesely *et al.* 2015, Rosa *et al.* 2016). Dessa maneira, após ao recuo das massas de gelo (figura 4.14B), houve o desenvolvimento da máxima inundação associada à deglaciação (folhelhos da base da Unidade A, e.g. López-Gamundí & Buatois 2010), seguida da deposição dos fluxos turbidíticos e DTM.

Os fluxos densos concentrados da Unidade A, por sua vez, foram interpretados por Aquino *et al.* (2016), Fallgatter & Paim e Buso *et al.* (2017) como leques de *outwash* e, dessa maneira, podem representar um novo avanço glacial proveniente de sudeste. Consequentemente, essa nova fase de deglaciação culmina com a máxima inundação configurada pelos estratos do Folhelho Lontras (e.g. Buso *et al.* 2017). Apesar disso, considerou-se a base dos tilitos subglaciais como expressão da máxima queda do nível do mar e exposição subaérea, configurando o limite de sequência inferior SB, seguido de ciclos deglaciais menores até à máxima inundação correspondente ao Folhelho Lontras.

Após à deposição das camadas do Folhelho Lontras, o empilhamento estratigráfico das unidades B e C mostra uma tendência geral progadacional, composto, da base para o topo, por turbiditos delgados e espessos, depósitos de fluxos densos hiperconcentrados e concentrados, depósitos de transporte em massa, heterolitos de prodelta, arenitos de frente deltaica e *shoreface*, depósitos de planície deltaica e estratos fluviais. A base erosiva das camadas dos arenitos fluviais corresponde ao limite de sequência superior (SB'), acima do qual observa-se um padrão de preenchimento retrogradacional, iniciado com a deposição dos arenitos fluviais e flúvio-deltaicos do Membro Triunfo, sobrepostos por folhelhos e siltitos do Membro Paraguaçu (figuras 4.4 e 4.13). Dessa forma, a discordância subaérea pode ser interpretada como um vale inciso, com base, sobretudo, nas associações faciológicas que o preencheram (cf. Bhattacharya 2010, e.g. Zhacarias & Assine 2005). Nesse contexto, as paleocorrentes das estratificações cruzadas com *drapes*

de argila podem significar a influência de maré sobre os depósitos deltaicos, ou corresponder aos depósitos estuarinos, como definido por Zhacarias & Assine (2005), principalmente quando próximo ao Membro Paraguaçu (P36, figura 4.13). Entretanto, em qualquer um desses cenários, o preenchimento dos vales incisos foi iniciado com a deposição de arenitos fluviais (planície aluvial), ainda em condições regressivas, como pôde ser verificado na região de Rio do Sul, com paleocorrentes coincidentes com o sentido da progradação deltaica subjacente.

Considerando que os estratos que ocorrem abaixo da SB' são geneticamente relacionados dentro de um conjunto de clinoformas (Schemiko *et al.* neste volume), podem ser definidas duas sucessões principais com áreas-fonte distintas a partir dos mapas de atributos e dos dados de paleocorrentes, após às condições de máxima inundação do Folhelho Lontras. A primeira sucessão ocorre na região central (Rio do Sul-Trombudo Central) e sudeste (Vidal Ramos-Alfredo Wagner) da área de estudo. Por outro lado, a segunda sucessão pode ser verificada na região norte-nordeste (Presidente Getúlio-Witmarsum).

A primeira sucessão inicia-se com a deposição dos estratos turbidíticos, sobrepostos pelos depósitos de transporte em massa e estratos deltaicos, com paleofluxos com sentido W e NW (figura 4.14C). Nessas regiões, a partir da observação dos afloramentos, as camadas de frente deltaica e *shoreface* foram depositadas em condições de regressão forçada, uma vez que foram erodidas por correntes fluviais durante o desenvolvimento dos vales incisos, conforme os modelos de Catuneanu (2006, e.g. figuras 4.9D e 4.13). Semelhantemente, esses estratos deltaicos sobrepõem abruptamente camadas de turbiditos prodeltaicos e DTM, provavelmente relacionados às condições de regressão normal (*highstand*) anteriores (figuras 4.9A-B e 4.13).

A segunda sucessão, por sua vez, apresenta empilhamento semelhante, mas com paleocorrentes com sentido sul-sudoeste. A deposição iniciou com fluxos densos concentrados e hiperconcentrados, em contexto flúvio-glacial, que evoluíram para camadas turbidíticas talude abaixo, conforme definido por Schemiko *et al.* (neste volume, figuras 4.4 e 4.14D). Clastos facetados e estriados dentro desses depósitos corroboram a deposição a partir de fluxos deglaciais, os quais foram prontamente sobrepostos por DTM com matações de arenitos deltaicos dentro dos diamictitos, seguidos da progradação deltaica (figura 4.14E). A presença de planície deltaica recortada por vales incisos atesta as condições de regressão normal (*highstand*, cf.

Catuneanu 2006), em vez de regressão forçada, durante o desenvolvimento dessa sucessão. Assim, como demonstrado por Schemiko *et al.* (neste volume), na região de Presidente Getúlio (figura 4.4), a implementação dos DTM ocorreu durante a subida do nível relativo do mar, devido à deglaciação (flúvio-glacial). Isto é oposto aos modelos clássicos de estratigrafia de sequências (Catuneanu 2006), nos quais depósitos de transporte em massa são relacionados aos estágios de regressão forçada, como verificado nas localidades de Vidal Ramos e Alfredo Wagner. Entretanto, a cunha de regressão forçada, esperada após às condições de nível de mar alto, foi provavelmente obliterada (figura 4.4). Semelhantemente, depósitos interglaciais recortados de vales incisos também foram documentados por Blum & Price (1998) para a Planície Costeira do Golfo do Texas (Formação Beaumont). Além disso, presumiu-se que o fluxos densos não-coesivos e o alto influxo sedimentar foram um dos principais mecanismos de disparo para o desenvolvimento dos DTM em condições de aumento do nível relativo do mar (Schemiko *et al.* neste volume).

Conforme Porebski & Steel (2006), é possível que os deltas formem corpos de areia na margem da plataforma em condições de HST (*highstand system tracts*), principalmente para sequências de quarta ordem, em plataformas estreitas e de alto gradiente relacionadas às descargas de rios em contexto periglacial ou cinturões de montanhas em ascensão. O delta quaternário Ganges–Brahmaputra é um excelente exemplo desse estilo de progradação deltaica, em que são combinados soerguimento tectônico e deglaciações que culminaram em alto influxo sedimentar em condições HST (Goodbred Jr. & Kuehl 2000, Goodbred Jr. *et al.* 2003). Adicionalmente, outra assinatura de deltas de margem de plataforma, segundo Porebski & Steel (2006), são estruturas sedimentares associadas à ação de onda e espesso empilhamento por meio de progradação-agradação deltaica, como pode ser verificado nas sucessões deltaicas aqui descritas.

4.7.2 Paleogeografia e contexto tectônico

Comparando os mapas de atributos das unidades A e B com dados de paleocorrentes, principalmente os mapas de porcentagem de depósitos de granulação grossa, pode-se verificar um implemento de área fonte de norte-nordeste, além da fonte a sudeste (figuras 4.5, 4.7 e 4.14A-D). Esse padrão é mantido na Unidade C, provavelmente relacionado com o desenvolvimento da segunda sucessão presente

na área de Presidente Getúlio, com paleocorrentes de sentido sul-sudoeste. Além disso, o mapa de isópacas referente ao intervalo entre o Folhelho Lontras e SB' (vales fluviais incisos) e os paleofluxos dos depósitos dentro desse intervalo apontam para um depocentro de direção NW-SE, próximo a Rio do Sul, preenchido por sistemas deltaicos provenientes do nordeste (região de Presidente Getúlio-Witmarsum) e sudeste (preenchimento axial, na região de Vidal Ramos-Alfredo Wagner), como representado nas figuras 4.14D-E. Portanto, entende-se que os turbiditos delgados presentes em Presidente Getúlio com o paleocorrentes para NW, pertencentes à Unidade B, estão geneticamente associados aos sistemas deltaicos e turbidíticos oriundos do SE (unidades B e C). Consequentemente, seu posicionamento abaixo da segunda sucessão sugere a temporalidade dos eventos como proposto na figura 4.14, com o desenvolvimento da primeira sucessão antecedente à segunda, ou ao menos um diacronismo entre as duas sucessões.

Ao observar os mapas de atributos, especialmente os apresentados nas figuras 4.7D e 4.12D, pode-se perceber um alinhamento do depocentro com a Zona de Cisalhamento Caçador (figuras 4.14D-E), que provavelmente condicionou a posição do talude associado à fonte de nordeste, conforme ocorreu o avanço da progradação. Entretanto, propõe-se uma continuidade do depocentro em direção a noroeste (figura 4.12D), e não restrita à região sul da área de estudo. Dessa maneira, além do Folhelho Lontras, inclui-se nessa interpretação os depósitos de talude (Grupo Itararé, Unidade B) e os estratos flúvio-deltaicos (Formação Rio Bonito, Unidade C), os quais progradaram em direção ao depocentro, uma vez que para o seu preenchimento é esperado o crescimento contínuo do espaço de acomodação.

Uma das principais questões referentes ao intervalo estudado está relacionada à taxa de influência tectônica em relação às mudanças eustáticas, especialmente durante a transição entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito. Neste sentido, o mapa de porcentagem de depósitos de granulação grossa da Unidade C, as paleocorrentes que indicam fonte a NE, assim como o alinhamento do depocentro com a Zona de Cisalhamento Caçador, podem corroborar a elevação tectônica da porção nordeste da área de estudo sugerida por alguns autores como Castro (1991), Milani & Ramos (1998), Milani (2004) e Holz *et al.* (2006). Entretanto, o possível soerguimento tectônico dever ter iniciado mesmo durante a sedimentação do Grupo Itararé, após a deposição de Folhelho Lontras, como pode ser observado por meio da comparação entre os mapas de atributos (e paleocorrentes) das unidades

A e B, e não apenas após às condições deposicionais essencialmente pós-glaciais do Membro Siderópolis (Formação Rio Bonito), como documentado por Holz *et al.* (2006).

Semelhantemente, os depósitos deltaicos tornam-se um paradigma no posicionamento do limite estratigráfico entre as formações Rio do Sul e Rio Bonito (figura 4.13). Como mencionado anteriormente, na porção norte da área de estudo, constatou-se relação genética entre os sedimentos deltaicos (Formação Rio Bonito) e depósitos de talude e marinhos profundos por meio da delimitação de clinoformas por Schemiko *et al.* (neste volume). Ao mesmo tempo, tanto na porção norte (Presidente Getúlio) como nas regiões central e sudeste (e.g. Vidal Ramos) essas clinoformas são recortadas por discordância subaérea preenchida por estratos fluviais e deltaicos. Dessa maneira, o limite litoestratigráfico pode ser apontado abaixo dos vales incisos, nos primeiros corpos de areia deltaicos (e.g. Northfleet *et al.* 1969), ou acima dos vales fluviais incisos (e.g. Almeida 1945, Zacharias & Assine 2005, Holz *et al.* 2010), principalmente quando estes cortam depósitos de talude deposicional. Entretanto, com base nessa configuração, o limite litoestratigráfico entre a Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) e a Formação Rio Bonito estabelecida nos primeiros corpos arenosos deltaicos não contempla a correspondência genética entre os estratos marinhos profundos e deltaicos, e não abrange uma derivação deglacial para os sedimentos deltaicos (ou a influência glacial). Além da evolução estratigráfica aqui demonstrada, a influência glacial durante a deposição dos estratos deltaicos é corroborada por clastos caídos em estratos de frente deltaica e prodelta (e.g. Castro 1991, Schemiko *et al.* neste volume), como também documentada em contexto similar no estado do Paraná por Mottin *et al.* (2018).

No contexto da glaciação Neopleozoica da Bacia do Paraná, as estrias glaciais relacionadas à formação de SB e os depósitos fluxos densos concentrados deglaciais (Unidade A) ambos com sentidos de paleofluxos para NW apontam fonte glacial a sudeste, durante o Carbonífero Superior (Formação Mafra). Entretanto, os clastos facetados e estriados imersos nos fluxos hiperpicnais com sentido SSW (Unidade B) evidenciam fonte glacial também de nordeste. Semelhantemente, na localidade Trombudo Central (P188), as possíveis estrias glaciais intraformacionais (Unidade C) sugerem fonte glacial de leste, e indicam avanço do gelo no sentido oeste segundo o eixo do Depocentro de Rio do Sul, também documentado por Santos *et al.* (1992). Dessa maneira, pode-se propor a presença de lobos glaciais presentes até o Permiano, como anteriormente sugerido por Mottin *et al.* (2018), ou seja, a existência

de centros de gelo menores e diácronos, controlados por paleotopografia (*tectonically-driven paleotopography*, e.g. Isbell *et al.* 2012, Rosa *et al.* 2016, Vesely *et al.* 2015, Mottin *et al.* 2018), em vez de grandes e duradouros mantos de gelo avançando ao longo da Bacia do Paraná provenientes do oeste da Namíbia (*Windhoek Highlands*, Visser 1987, Santos *et al.* 1996).

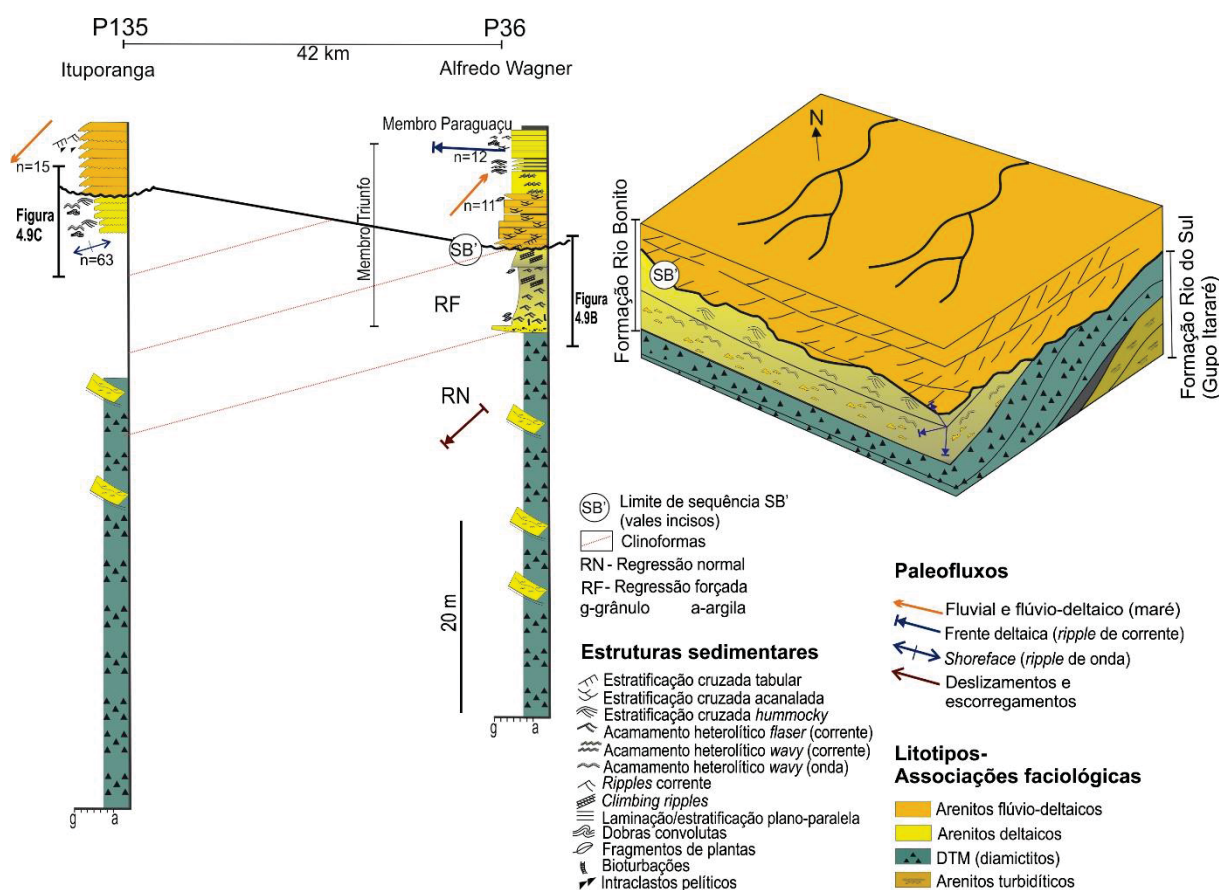


Figura 4.13 - Problematização do limite estratigráfico entre as formações Rio do Sul (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Guatá). O limite litoestratigráfico pode ser estabelecido abaixo de SB' (vales incisivos), nos primeiros corpos de areia deltaicos, ou após SB'.

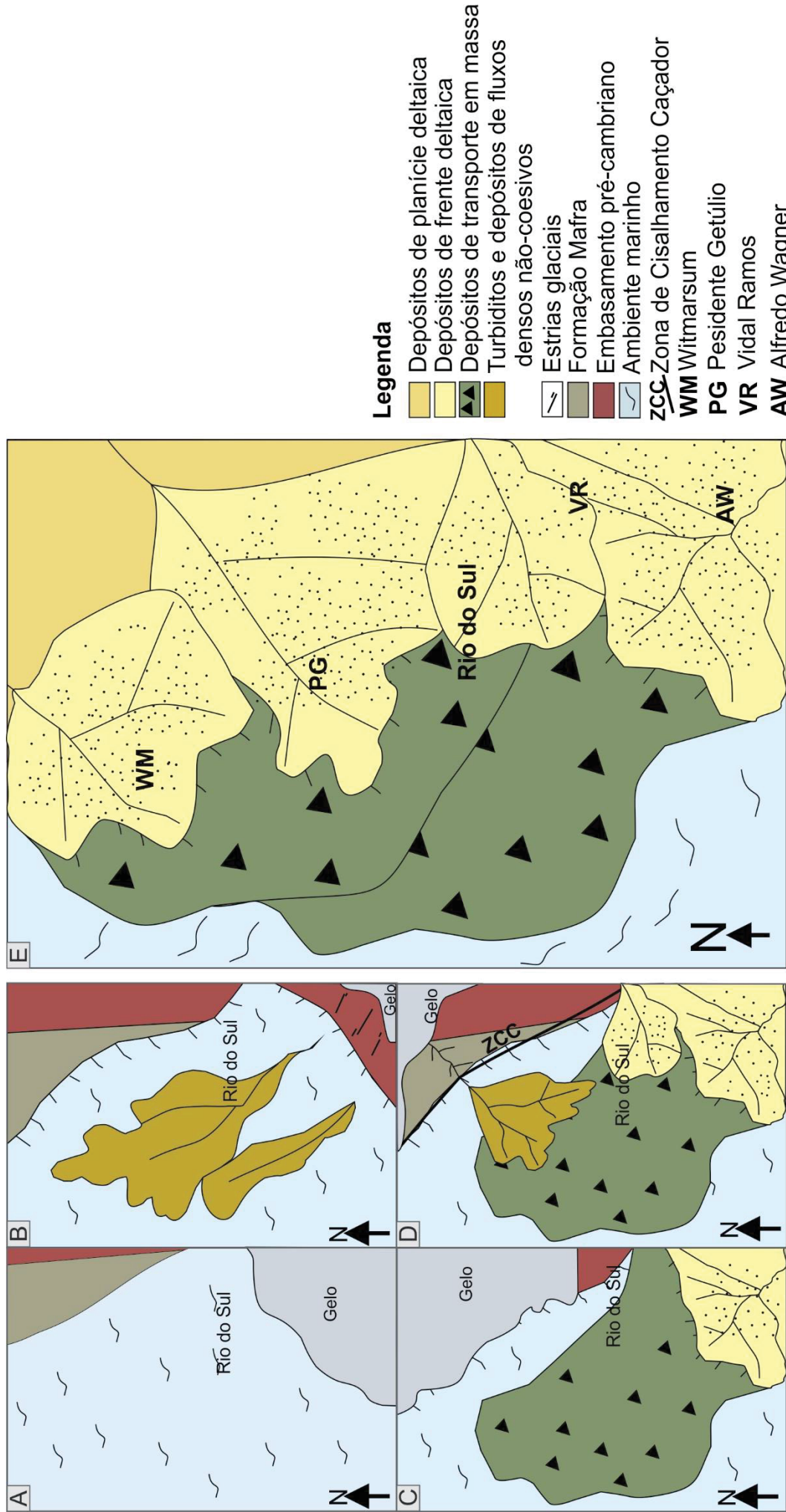


Figura 4.14 - História evolutiva e modelos paleogeográficos interpretados para o Depocentro Rio do Sul, Permocarbonífero da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Avanço do gelo a partir de SE (A), seguido pela sedimentação de depósitos de fluxos gravitacionais, tais como turbiditos (B). Após ao desenvolvimento da máxima inundação correspondente ao Folhelho Lontras, sobreposto aos depósitos anteriores, foram desenvolvidos turbiditos, depósitos de transporte em massa (DTM) e depósitos flúvio-deltaicos geneticamente relacionados, com paleocorrentes de sentido NW (C) e W (D). Uma nova fonte de gelo é sugerida a partir de NE (E), baseada em clastos estriados e facetados dentro de depósitos de fluxos densos concentrados, com paleocorrentes para SW (D), provavelmente associados a uma borda condicionada pela Zona de Cisalhamento de Caçador. Esses depósitos são geneticamente relacionados aos DMT e depósitos flúvio-deltaicos subsequentes (E), com mesmo sentido de paleofluxos, configurando preenchimento centrípeto ao Depocentro de Rio do Sul ao longo do tempo.

4.8 CONCLUSÕES

- O arcabouço estratigráfico registrado reflete um complexo cenário paleogeográfico, com depocentro localizado na região de Rio do Sul, Santa Catarina (sul do Brasil).
- O intervalo estudado abrange duas sucessões estratigráficas associadas a diferentes áreas-fonte. A primeira sucessão, na região de Rio do Sul-Alfredo Wagner (sudeste), tem tilitos subglaciais como expressão do máximo avanço do gelo, cuja base representa o limite de sequência inferior SB. Posteriormente, fluxos gravitacionais com paleofluxos de sentido NW foram depositados, seguidos da sedimentação dos estratos do Folhelho Lontras, em condições de máxima inundação. Esses folhelhos são sobrepostos por turbiditos delgados e espessos, depósitos de transporte em massa (DTM) e arenitos flúvio-deltaicos, com paleofluxos para noroeste e oeste. Estes, por sua vez, são recobertos por depósitos fluviais que preenchem vales incisos, correspondentes ao limite sequência superior SB'. A segunda sucessão, desenvolvida acima do Folhelho Lontras, na região de Presidente Getúlio (norte), possui um padrão de empilhamento semelhante, com paleocorrentes de sentido sul-sudoeste, porém é iniciada com depósitos fluxos densos concentrados, derivados de deglaciação em contexto flúvio-glacial. Esses depósitos são sobrepostos por DTM e estratos flúvio-deltaicos desenvolvidos em condições de subida do nível relativo do mar (*highstand*) devido à deglaciação, em que a planície deltaica é preservada abaixo dos vales fluviais incisos. Neste contexto, a cunha de regressão forçada foi provavelmente obliterada.
- Com base em dados de paleocorrentes e mapas de atributos, propõe-se um preenchimento convergente ao Depocentro de Rio do Sul, melhor expresso na transição Itararé-Rio Bonito, com áreas-fonte situadas a NE, E e SE.
- O limite litoestratigráfico entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito situado nos primeiros corpos de areia deltaicos não é suportada pela evolução deposicional da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná, uma vez que

existe a correspondência genética entre os estratos marinhos profundos glacio-influenciados (e/ou derivados) e as camadas deltaicas superiores.

- O mapa de porcentagem de arenitos e conglomerados aponta para um incremento de área fonte a partir de nordeste durante o preenchimento do depocentro, provavelmente condicionada pela Zona de Cisalhamento de Caçador, com direção NW-SE. Nesse contexto, os mapas de atributos e as paleocorrentes podem corroborar o soerguimento tectônico da porção nordeste da área de estudo, anteriormente relatado por diversos autores.
- Propõe-se a existência de centros de gelo menores e diácronos controlados por paleotopografia durante o *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA) na Bacia do Paraná, até o Permiano. Neste contexto, além da fonte glacial a sudeste (Carbonífero Superior, Formação Mafra), representada por estrias glaciais com sentido NNW, foram constatadas duas possíveis fontes glaciais ao tempo da transição entre as formações Rio do Sul e Rio Bonito. Uma delas posicionada a nordeste, baseada nos clastos facetados e estriados dentro de depósitos de fluxos densos concentrados com paleocorrentes de sentido SW. Por outro lado, a outra fonte estaria posicionada a leste, com base em possíveis estrias glaciais (*soft-sediment glacial surfaces*) com direção WSW-ENE, coincidentes com o eixo do Depocentro de Rio do Sul.

4.9 REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1945. Episódio da última época interglacial permocarbonífera no Paraná. DGM/DNPM, Notas Preliminares e Estudos 27, 1-18.
- Amato, J. 2017. Using AMS to help interpret glaciogenic deposits of the Late Paleozoic ice age in the Paraná Basin, Brazil. Master Thesis. The University of Wisconsin-Milwaukee, 161pp.
- Aquino, C.D., Valdez B.V., Faccini, U.F., Milana, J.P., Paim, P.S.G. 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 180-200.

- Asmus, H.E. 1967. Geologia de semi-detalhe da região de Dr. Pedrinho – Barra do Prata – Itaió Grande – Serra do Espigão. DESUL/SETEX, Rel. nº 354. Petrobrás.
- Basei, M.A.S, Nutman, A., Siga Júnior, O., Passarelli, C.R., Drukas, C. O. 2016. The evolution and tectonic setting of Luis Alves Microplate of southeastern Brazil: An exotic terrane during the assembly of Western Gondwana. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global changes and evolution: a focus on South Western Gondwana. Elsevier, Amsterdam, pp. 273-287.
- Benton, M., Harper, D. 1997. Basic paleontology. Addison Wesley Longman, Harlow, 342 pp.
- Bhattacharya, J.P. 2010 Deltas. In: James, N, Dalrymple, R. (Eds.) Facies models. Geological Association of Canada, pp. 233-264.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G (Eds.). Facies models revisited. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, pp. 237-292.
- Blum, M.D., Price, D.M. 1998. Quaternary alluvial plain construction in response to glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coastal Plain. In: K. W Shanley, P.J. McCabe (Eds.), Relative role of eustasy climate and tectonism in continental rocks, SEPM Special Publication 59, 31-48.
- Buso V.V., Aquino, C. D., Paim, P.S.G., Souza, P. A., Mori, A. L., Fallgatter, C, Milana, J. P., Kneller, B. 2017. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.09.00.
- Campos, L., Milani, E., Toledo, M., Queiroz, R., Catto, A., Selke, S. 1998. Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná. Rio Oil & Gas Conference. Brazilian Petroleum Institute (IBP), Rio de Janeiro, pp. 1–7.
- Canuto, J.R. 1993. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 183 pp.
- Castro, J. C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Rio Claro. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 147 pp.
- Castro, J.C. 1980. Fácies, ambientes e sequências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, Anais, pp. 283-299.

- Catuneanu O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375pp.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília. Brasília, Anais, pp. 359-412.
- D'Ávila, R. S. F. 2009. Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Doutor Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. Tese (Doutorado), Unisinos, São Leopoldo, pp. 245.
- Eyles N., Eyles C.H., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology* 40, 1-25.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Fallgatter, C., Paim, P.S.G. 2017 On the origin of the Itararé Group basal unconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.02.039.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. 2008. Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.* 441, 343–354.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I. 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 274.
- França, A.B., Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras* 2, 147-191.
- Goodbred Jr., S.L. Kuehl, S.A. 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology* 133, 227–248.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M. S., Sarker, M. H. 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sedimentary Geology* 155, 301–316.
- Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S.A., and Crowley, J.L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin* 122, 1480-1498.

- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L., Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829-844.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Science* 29, 381-399.
- Holz M., Küchle J., Philipp R.P., Bischoff A.P., Arima, N. 2006. Hierarchy of control on stratigraphic signatures: base-level changes during Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 185-204.
- Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research* 22, 1-19.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A. 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclotherms? *Geological Society of America Special Papers* 370, 5-24.
- López-Gamundí, O.R. 1997. Glacial–postglacial transition in the late Paleozoic basins of Southern South America. In: Martini, I.P. (Ed.), *Late glacial and postglacial environmental changes: Quaternary, Carboniferous–Permian, and Proterozoic*. Oxford University Press, Oxford U.K., pp. 147–168.
- López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A. 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions. In: López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A. (Eds.), *Late paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana*, Geological Society of America Special Paper 468, p. v–viii.
- Medeiros, R.A., Thomaz Filho, A. 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais, v.3. pp. 3-32.
- Miall, A. D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer Verlag, New York, 668p.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: *Geologia do continente Sul Americano*, 266-279 pp.

- Milani, E.J., Ramos, V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (4), 527–544.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.L., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 1, 265-287.
- Mottin, T.E., Vesely, F.F., Rodrigues, M.C.N., Souza, P.A. 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 490, 488-504.
- Mulder, T., Alexander, J. 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Migeon S., Faugères J.C., Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstones. AGIP and Università di Parma, Parma, 275 pp.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; Magalhaes, P. M.; Basta, G. 2007. Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. Search and Discovery Article, Adapted from Extended Abstract prepared for presentation at AAPG Annual Convention, Long Beach, pp. 1-7.
- Northfleet, A.A., Medeiros R.A., Mühlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da PETROBRAS* 12, 291-346.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granulítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 277–290.
- Popp, J.H. 1983. Fácies, ambientes e carvões na Formação Rio Bonito no sul do Estado do Paraná: uma análise estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 13, 27-36.
- Porebski, S.J., Steel, R.J. 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 76, 390-403.
- Posamentier, H.W., Allen G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. *SEPM, Tulsa, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v.7, 210p.

- Puigdomenech, C.N., Carvalho, B., Paim, P.S.G., Faccini, U.F. 2014. Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 44, 529–544.
- Ramos, A.N. 1967. Análise estratigráfica da Formação Rio Bonito. *Boletim técnico da PETROBRAS*, 10, 307-407.
- Riccomini, C., Almeida R.P., Turra B.B., Chamani M.A.C., Fairchild T.R., Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. In: 10º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, *Boletim de Resumos Expandidos*, 18-20p.
- Rocha-Campos, A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin, In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D., (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, Universidade Federal do Paraná, pp. 27–102.
- Rocha-Campos, A.C., Rössler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 9, 1-16.
- Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in time and space: Geological Society of America Special Paper*, 441, pp. 97–114.
- Rocha-Campos, A.C., Machado, L.C.R., Santos, P.R., Canuto, J.R., Castro, J.C. 1988. Pavimento estriado da glaciação Neo-Paleozóica em Alfredo Wagner, SC, Brasil. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 19, 39-46.
- Rosa, L.E.M., Vesely, F.F., França, A.B. 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms of the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology* 46, 147-166.
- Rossi, V. M., Steel, R. J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63, 824-864.
- Rostirolla, S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 639-648.
- Santos, P.R. 1987. Fácies e evolução paleogeográfica do Sub-Grupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozoico) na Bacia do Paraná, Brasil. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

- Santos, P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 165-184.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R. 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Boletim 23, 1–18.
- Schemiko, D. C. B., Vesely, F. F., Rodrigues, M. C. N. L. Infilling of a deglaciated deep-water basin by prograding delta-slope clinoforms (Eastern Paraná Basin, Brazil). Em preparação, neste volume.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, pp. 41-65.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H. Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B. Jesus, J.D.A. 2004. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do Brasil ao Milionésimo, Folhas SG 21 – Asunción, SG.22 – Curitiba e SH.22 – Porto Alegre. Rio de Janeiro, Escala: 1: 100.000.
- Shanmugam, G. 2015. The landslide problem. *Journal of Palaeogeography* 4, 109-166.
- Shanmugam, G. 2006. Deep-water processes and facies models, implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.
- Shanmugam, G., Moiola, R. J. 1988. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews* 24, 383-428.
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M. 2005. Progress on palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 77, 353-365.
- Souza, P.A., Vesely, F.F., Assine, M.L. 1999. Contribuição palinológica ao conhecimento do Subgrupo Itararé na Serra dos Paes, sul do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico* 20, 21-7.
- Suss, J. F.; Vesely, P. S. G.; Catharina, A. S. Assine, M. L.; Paim, P. S. G. 2014. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): edimentação gravitacional em contexto marinho deltaico sob a influência glacial. *UNESP, Geociências* 33, 701-719.
- Thomas, G.S.P., Connell, R.J. 1985. Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glaciolacustrine sediments, Scotland. *J. Sediment. Petrol.* 55, 243-250.

- Veevers, J.J., Powell, C.M.A. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of American Bulletin* 98: 475-487.
- Vesely, F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 pp.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group Paraná Basin, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 22, 156–168.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 219–230.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 587–594.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Mottin, T. E., Rodrigues, M. C. N. L., Schemiko, D. C. B., Rosa, E. L. M., Carvalho, A. H., Kipper, F., Souza, P. A., Iannuzzi, R., Paim, P. S. G., Isbell, J., Fedorchuk, N., Montanez, I., Griffis, N., Mundil, R. 2017. Late Paleozoic tectonics, glaciation and sedimentation in the Paraná Basin: latest advances. *X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, pp. 01-01.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Kipper, F., Assine, M. L., Souza, P. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology* 326, 45-63.
- Visser, N.J. 1990. Glacial bedforms at the base of the Permo-Carboniferous Dwyka Formation along the western margin of the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology* 37, 231–245.
- Visser, J.N.J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 205–219.
- Zacharias, A. A., Assine, M. L. 2005. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 573-583.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Marques, A., Astolfi, M.A., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Petrobras. pp. 135–168.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES II: INFILLING OF A DEGLACIATED DEEP-WATER BASIN BY PROGRADING DELTA-SLOPE CLINOFORMS (EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL) (ARTIGO 2).

Schemiko, D. C. B.*, Vesely, F. F., Rodrigues, M. C. N. L.

*Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Caixa Postal 19001, CEP 81531-980, Curitiba, PR, Brazil.

5.1 ABSTRACT

One main issue of Carboniferous-Permian succession of the Paraná Basin is related to the tectonostratigraphic evolution regarding the passage from glacio-influenced (Itararé Group) to postglacial fluvio-deltaic (Rio Bonito Formation) deposits. This transition resulted in a complex paleogeographic scenario, mainly at the Rio do Sul locality, Santa Catarina State (southern Brazil). To understand this stratigraphy and paleogeography were interpolated subsurface and outcrops data. The studied interval embraces two successions associated to different sources. The first succession, at southeast, has subglacial tillites as the expression of the maximum glacial advance with northwest direction, whose base represents the basal sequence boundary (SB). It was superposed by non-cohesive deglacial deposits, with paleocurrents to the north-northwest, and black shales (Lontras shale). These flooding-marine shales are overlaid by thin and thick turbidites, mass-transport deposits and fluvio-deltaic sandstones, with paleocurrents to the NW and W, which are covered by fluvial incised valley, the uppermost sequence boundary (SB'). In this context, the MTD are characterized by diamictites with basement-derived clasts (partly faceted and striated) and allochthonous blocks of deltaic and turbidite sandstones, immersed in sandy-muddy matrix. On the other hand, the second sequence at the northern, developed after Lontras Shale, shows similar stacking pattern infill, with paleocurrents to the S and SW, however is initiated with non-cohesive density-flow deposits, derived from deglacial process, on glaciofluvial context. Attribute maps (e.g. isopach maps) and paleoflows data point to an increase of source area from the northeast during the depocenter infill, conditioned by mainly by Caçador Shear Zone, with NW-SE direction, due a possible tectonic uplift. In this way, is proposed a depocenter of direction NW-SE, at the Rio do Sul locality, filled by deltaic systems coming from the northeast (transversal infill) and southeast (axial infill).

Keywords: Late Paleozoic Ice Age. Glacial and deglacial deposits. Itararé Group. Rio Bonito Formation.

5.2 INTRODUCTION

Slope clinoform strata commonly preserve a spectrum of transitional to deepwater depositional systems whose analysis is essential to a sound understanding of source-to-sink relationships and prediction of reservoir quality in sandstones (e.g.

Johannessen and Steel 2005, Carvajal and Steel 2006, Helland-Hansen and Hampson 2009, Olariu *et al.* 2010). The direct visualization of slope clinoforms is possible only through the seismic sections or outcrops that expose longitudinal sections over kilometric distances (e.g. Plink-Björklund *et al.* 2001, Plink-Björklund and Steel 2004; Steel *et al.* 2008, Hubbard *et al.* 2010). However, the stacking patterns of different facies associations, as well as their lateral distribution and associated sediment dispersal patterns allow recognizing the slope clinoforms even from disconnected outcrops (e.g. Olariu *et al.* 2016) in poorly exposed basins, also providing predictive elements for the exploration of hydrocarbons.

The concept of clinoforms embraces the recognition of the shoreline migration and geomorphological breaks-in-slope or rollover locations (Helland-Hansen and Hampson 2009). The term clinoform has been utilized to describe the large-scale configuration of the shelf-slope-basin seascape (Steel and Olsen 2002). However, the 'clinoform' was first defined to describe the steep-slope portion of the sigmoidal surface (Rich 1951). Still, shoreline clinoform is another common concept, associated to delta progradation, barrier islands, coastal plain and the coastline itself (Helland-Hansen and Hampson 2009). On high-energy deltaic systems, the shoreline clinoforms include the subaqueous-delta clinoforms (Helland-Hansen and Hampson 2009) or shelf-margin clinoforms (Steel *et al.* 2000), when delta progradation reach the shelf edge. In this context, Hubbard *et al.* (2010) employed the term slope clinoforms to refer to shelf-margin clinoforms, the concept applied in the present study, where the shelf margin has no tectonic connotation (i.e. passive continental margins), but the shelf-edge itself. Slope clinoforms can also be understood as a proxy of a complex progradational clinoforms embracing several depositional settings, such as shelf-margin deltas/shorefaces, continental to shelfal deposits and mass-transport deposits (e.g. Berton and Vesely 2016).

Deltaic clinoforms show heights typically < 100 m, whereas shelf-margin clinoforms are characterized by much higher reliefs that can be > 2000 m. As a result, shelf-margin clinoforms have been easily delineated by seismic data, but its recognition on outcrop is harder because of exposure limitations (Hubbard *et al.* 2010). However, some exceptionally exposed outcrops (100-1000s m thick), large and continuous, enable the direct visualization of slope clinoforms (e.g. Spitsbergen Basin, Helland-Hansen 1992, Steel *et al.* 2000, Plink-Björklund *et al.* 2001, Johannessen and Steel 2005; Ainsa Basin, Dreyer *et al.* 1999; Neuquén Basin, Rossi and Steel 2016;

Magallanes Basin, Romans *et al.* 2009, Hubbard *et al.* 2010), most of them highlighted by basinward dipping sandstone beds of shelf-margin deltas. Slope deposits have been also inferred from limited outcrop exposures based on facies distribution, mostly due to the vertical transition between the end-members of gravity-flow deposits (e.g. Schwarz and Arnott 2007, Romans *et al.* 2009, Olariu *et al.* 2016). Similarly, the clinoform geometry can also be reconstructed from core and well-log cross sections (e.g. Bhattacharya 1991, Ainsworth *et al.* 1999, Plint 2000). In this sense, the interpretation of clinoforms is more challenging and demands analogous models in front of limited subsurface data and multiple disconnected outcrops (Olariu *et al.* 2016).

The Late Pennsylvanian to Early Permian succession in eastern Paraná Basin (Rio do Sul Depocenter) records an up to 500-m-thick beds regarding the transition from deep-water glaciomarine deposits (Itararé Group, Rio do Sul Formation) to shallow-marine deltaic facies (Rio Bonito Formation, e.g. Medeiros and Thomaz Filho, 1973, Schneider *et al.* 1974, Castro 1980, Santos *et al.* 1996, Canuto *et al.* 2001). A genetic correspondence between shallow (deltaic) and deep-water deposits such as turbidites and mass-transport deposits (MTD) was previously reported (e.g. Medeiros and Thomaz Filho 1973, Castro 1980, 1991, Puigdomenech *et al.* 2014), suggesting a potential clinoform stratigraphic architecture for this succession. Therefore, the present study aims in characterizing the stratigraphic architecture and the evolution of the Rio do Sul and lower Rio Bonito formations with a working hypothesis of prograding slope clinoforms as the main basin-fill mechanism.

5.3 GEOLOGICAL SETTING

The Paraná Basin is a Paleozoic to Mesozoic intracratonic basin, which covers up 1,600,000 km² of central-southern of South America. The study interval comprises glacially-influenced deposits of Rio do Sul Formation (Itararé Group) to post-glacial sedimentation of Rio Bonito Formation (Guatá Group). These units are early Sakmarian in age (Holz *et al.* 2010, Buso *et al.* 2017), and resulted from the last glacial-postglacial cycle in the Paraná Basin (e.g. Fielding *et al.* 2008, Vesely *et al.* 2015, 2017, Fallgatter and Paim 2017, Buso *et al.* 2017).

Lithostratigraphically, was adopted the classification proposed by Schneider *et al.* (1974) which includes the subdivision of the Itararé Group into three formations, named, in stratigraphic order: Campo do Tenente, Mafra and Rio do Sul. This

classification corresponds to the subsurface units Rio do Sul and Rio Segredo members (Taciba Formation) and Lontras Member (Campo Mourão Formation) of the França and Potter (1988) classification, which was subsequently adopted by Milani *et al.* (2007; figure 5.1). Schneider *et al.* (1974) also defined the Triunfo, Paraguaçu and Siderópolis members for the Rio Bonito Formation. The transition from the Rio do Sul Formation to the Triunfo Member is well exposed in eastern Santa Catarina State.

Previous works interpreted an interfingering between the Rio do Sul and Rio Bonito formations (e.g. Medeiros and Thomaz Filho 1973, Castro 1980, 1991), which would indicate the genetic relationship among deltaic deposits and deep-water systems in the same depositional tract. The occurrence of resedimented deltaic blocks (MTD) and turbidites have been also reported in different stratigraphic levels in the Itararé Group (e.g. Salamuni *et al.* 1966, Gama Jr. *et al.* 1992, Eyles *et al.* 1993, França *et al.* 1996, D'Ávila and Paim 2003, Vesely 2007, Suss *et al.* 2014). In this scenario, the Rio do Sul Formation stands out due the presence of gravity-flow deposits such as slides, slumps, debris-flows and turbidite deposits (e.g. Medeiros and Thomaz Filho 1973, Castro 1980, 1991; Puigdomenech *et al.* 2014, D'Ávila and Paim 2003, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter and Paim 2017, Buso *et al.* 2017), related to a paleogradient dipping to the west-northwest. Similarly, according to Medeiros and Thomaz Filho (1973) and Castro (1991), the regional paleogeographic model of Rio Bonito Formation encompasses deltas prograding mainly to the west.

Biostratigraphic data agree that the Itararé-Guatá passage belongs to the same range (Daemon and Quadros 1970, Souza *et al.* 1999, Souza and Marques-Toigo 2005, Souza 2006, Mori *et al.* 2012, Buso *et al.* 2017, Mottin *et al.* 2018). Hence, significant paleoecological changes were not verified, indicating that the glacial-postglacial genetic criterion should not be used to establish the stratigraphic boundary between the Itararé and Guatá groups (Vesely 2006), mainly in the southern Brazilian states (Daemon and Quadros 1970). Additionally, the glacial influence was reported for the Rio Bonito Formation on the studied region and includes dropstone-bearing intervals (e.g. Castro 1980, 1991).

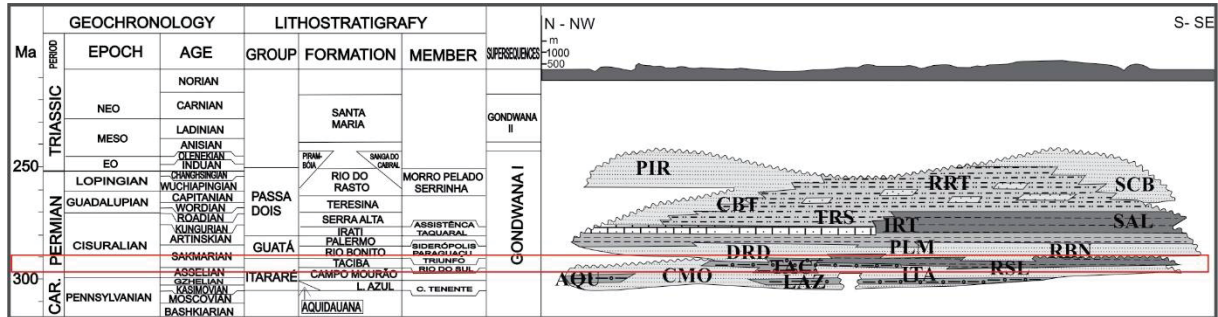


Figure 5.1 - Simplified stratigraphic chart of Paraná Basin, emphasizing the Itararé Group and Rio Bonito Formation, target units of the study (after Milani *et al.* 2007).

5.4 METHODS AND TERMINOLOGY

The examined region is marked by natural cliffs and dense road network allowing the mapping and description of representative stratigraphic profiles up to 150 m thick. On outcrop-based research approach, five main stratigraphic profiles, at 1:200 vertical scale, were described to define the stacking patterns, and its correlation was associated with geological mapping to delimit the stratigraphic architecture. In this setting, the study area has about 800 km², embracing Witmarsum to Presidente Getúlio localities. The geological mapping, at 1:25.000, was made with aerial photos and digital relief models. Facies analysis was based on Miall (1978, 1990) and Eyles *et al.* (1983) proposals, including a detailed description, paleocurrent data, and outcrop photomosaic.

The terminology for subaqueous sediment gravity-flow deposits was based on Mulder and Alexander (2001) classification. For these authors, low-density flows (< 9% of sediment concentration) are essentially turbulent, whose main support mechanism is the turbulence (e.g. Middleton and Hampton 1973), which defines turbidity currents (*sensu stricto*). In this way, they argue that the term “high-density turbidites” (Shanmugam 1996) would be incorrect because other grain-support mechanisms may be involved in secondary grades. Therefore, Mulder and Alexander (2001) implemented the concepts of concentrated and hyperconcentrated density flows in which the grain-to-grain and turbulent support mechanisms are present.

In order to evaluate the genetic relationship between nearshore and deep-water deposits, the petrographic analysis was performed, associated with paleocurrent analysis. Thus, the textural analysis was concentrated on the main sandstone facies of each facies association. Sandstone samples were thin sectioned, and point counted (300–500 points per sample), following the Gazzi–Dickinson method (Zuffa 1985),

which emphasizes the mineralogical-lithological composition of the source area, without the interposition of the grain size. The data was plotted into QFL (quartz, feldspar and lithic fragments) detrital modes from Garzanti (2016) classification, focused on the nature and tectonostratigraphic characteristic of source areas, considering its evolution, rather than use them to determine geodynamic setting of the sources, as previously proposed by Dickinson (1985).

5.5 STRATIGRAPHIC FRAMEWORK (FACIES ANALYSIS)

Eight main facies associations were defined and mapped in the Rio do Sul Formation and the lower interval of the Rio Bonito Formation, between Presidente Getúlio and Witmarsum localities (figure 5.2). They rest on coarse-grained deposits of the Carboniferous Mafra Formation (northern sector) or directly on the Precambrian basement (southern sector). Individual facies recognized were summarized in the table 5.1. The facies association will be described ahead, on vertical stratigraphic order, whose interpretation was based on facies genetic linkages, its lateral relationships on large outcrops, but disconnected, and paleoflows (table 5.2). The stacking pattern includes, on stratigraphic order: deep-water glacially influenced deposits, thin and thick-bedded turbidites, hyperconcentrated and concentrated density-flow deposits, mass-transport deposits, prodeltaic deposits, deltaic wedge (delta front-shoreface/delta plain deposits) and fluvial deposits.

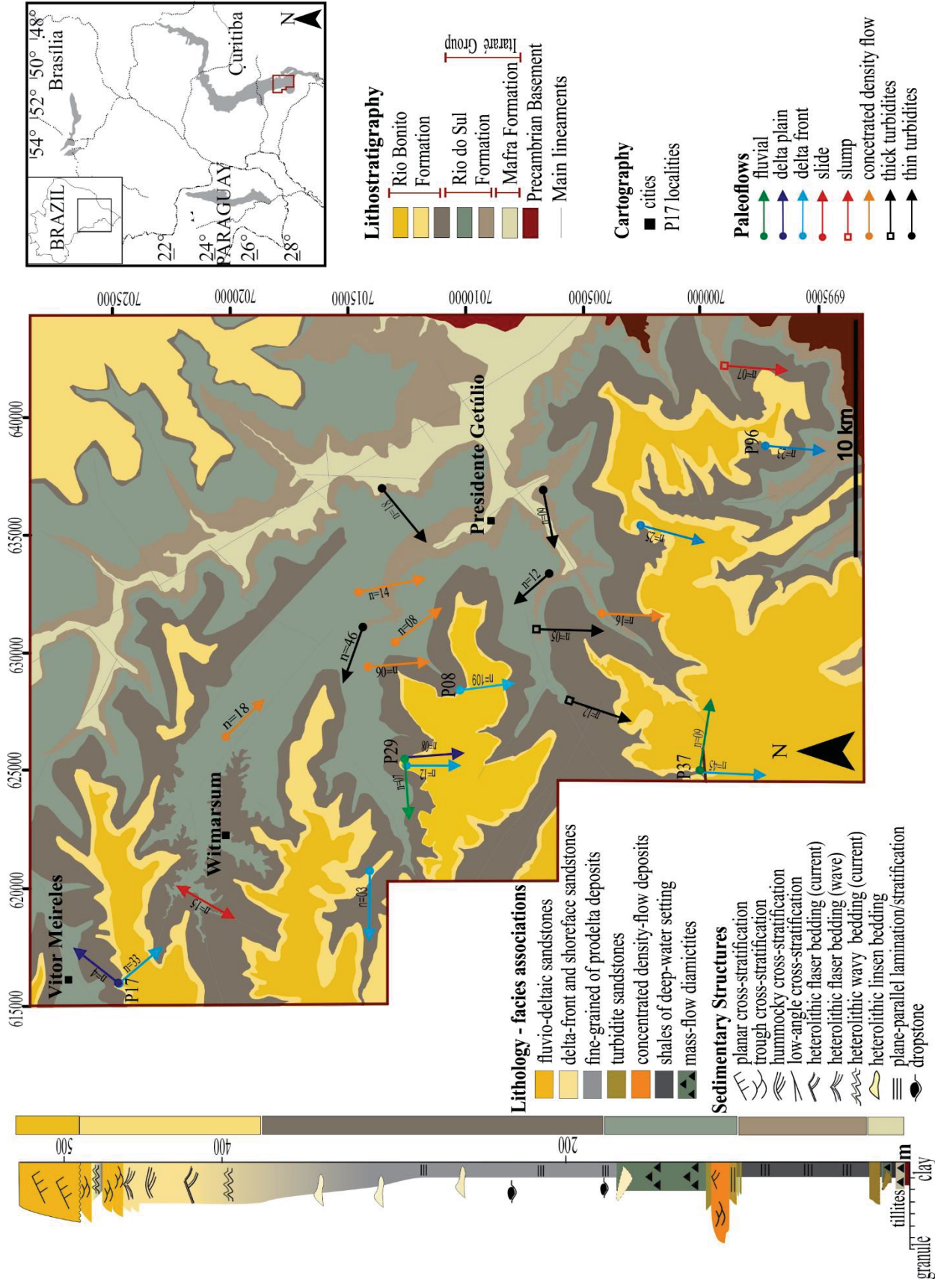


Figure 5.2- Location of the studied area comprised between Witmarsum and Presidente Getúlio localities (Santa Catarina State), with the arrangement of collected paleocurrents. The corresponding stratigraphic stacking pattern shows the relationship with mapped facies associations.

Table 5.1 - Summary of sedimentary facies recognized and interpreted from the Early Permian succession of southern Brazil. Facies code adapted from Miall (1978) and Eyles *et al.* (1983).

Facies	Description	Interpretation
Gm	Massive to crudely stratified paraconglomerate, with clasts of granite, sandstone, gneiss, schist, and quartz, within sandy to muddy-sandy matrix; grain size varies from granules to cobbles, some of them striated and faceted.	Deposition of concentrated density flows.
Sm _(g)	Fine to medium grained and massive sandstones, poorly sorted, with floating and extrabasinal granules to pebbles in muddy-sandy matrix. It can contain dish structures and large rip-up clasts at the base.	Deposition of hyperconcentrated to concentrated density flows.
Sm _(f)	Very fine and massive sandstones, poorly sorted, with muddy-sandy matrix.	Deposition of turbulent flow.
Sp/St	Trough/planar cross-stratified, medium to coarse sandstones, moderately to poorly sorted.	Migration of subaqueous dunes, bedload-dominated, hydrodynamic flows under lower flow regime.
Sh	Plane bedding, fine to medium sandstone, moderately to well sorted, with silt and very fine sandy matrix content.	Migration of subaqueous dunes, bedload-dominated, hydrodynamic flows under upper flow regime.
Shc	Fine to medium sandstones, moderately to well sorted, with very fine and silt matrix content and hummocky cross-stratification.	Deposition of oscillatory flows, in which migration of symmetric subaqueous dunes develop concave-concave truncation.
Sl	Fine to medium sandstones, moderately to well sorted, with very fine and silt matrix content and low-angle cross-stratification (< 15°).	Deposition of traction flows under upper flow regime, which represents the transition from subcritical to supercritical conditions.
Sd	Moderately sorted fine sandstones with soft-sediment deformation.	Penecontemporaneous deformation due loading and fluid scape.
Sr	Very fine to medium sandstones, poorly sorted, with ripples and climbing ripples.	Migration of subaqueous ripples, under lower flow hydrodynamic regime.
Sr _(w)	Moderately sorted fine to very fine sandstone, with symmetric ripples; it can contain muddy and organic drapes.	Deposition of oscillatory or bi-directional flows, under lower flow hydrodynamic regime.
Shl	Very fine sandstones, moderately sorted, with horizontal lamination.	Deposition of traction bedload-dominated hydrodynamic process under lower flow hydrodynamic regime.

(continue)

Facies	Description	Interpretation
Dm (r)	Massive diamictites with rounded to angular polyimictic granules to boulders dispersed in a muddy to sandy-muddy matrix. Structures of penecontemporaneous deformation (faults, shear surfaces, folds and incipient foliations) are present. Clast compositions include gneisses, schists, quartzite, siltstone, and sandstones. Allochthonous deltaic and TBT blocks occur as rafted blocks.	Deposition of subaqueous mass movements (slides and slumps).
Dm	Massive diamictites with rounded to angular, polyimictic granules to boulders dispersed in a muddy to sandy-muddy matrix. In places, shear surfaces are present. Clast compositions include gneisses, schists, quartzite, siltstone, sandstones, TBT and plant fragments.	Deposition of subaqueous mass movements characterized by complete homogenization of the mass-flow.
FI	Thinly laminated mudstones with dispersed clasts (dropstones).	Mud settling associated with deposition of ice-rafted debris
HI	Discontinued alternation of mudstones and very fine sandstones, with current ripples, composing linsen heterolithic structures.	Deposition of mud settling predominated over migration of subaqueous ripples, under lower flow hydrodynamic regime.
Hw	Discontinued alternation of mudstones and very fine sandstones, with current ripples, composing wavy heterolithic structures.	Deposition of similar rates of mud settling alternating with migration of subaqueous ripples, under lower flow hydrodynamic regime.
Hw (w)	Discontinued alternation of mudstones and very fine sandstones, with symmetric ripples, composing wavy heterolithic structures.	Deposition of similar rates of mud settling alternating with deposition of oscillatory or bi-directional flows, under lower flow hydrodynamic regime.
Hf	Discontinued alternation of mudstones and very fine sandstones, with current ripples, composing flaser heterolithic structures.	Deposition of migration of subaqueous ripples, under lower flow hydrodynamic regime, predominated over mud settling.
Hf (w)	Discontinued alternation of mudstones and very fine sandstones, with wave ripples, composing flaser heterolithic structures.	Deposition of oscillatory or bi-directional flows, under lower flow hydrodynamic regime, predominated over mud settling.
C	Thinly laminated coal layers (vitrinite).	Deposition on vegetated swamp.

Table 5.2 - Facies associations recognized from the Early Permian succession of southern Brazil.

Facies	Facies association/environmental setting
Fl	Glacially influenced deep-marine mudstones
Sr, Shl, Sm _(f) , Fl	Thin and thick turbidite deposits
Gm, Sr, St, Sm _(g)	Hyperconcentrated and concentrated density-flow deposits
Dm, Dm _(r)	Mass-transport deposits
Fl, Hl	Prodeltaic deposits
St, Sp, Sh, Sl, Sr, Sr _(w) , Sd, Shc, Shl, Hw, HW _(w) , Hf, Hf _(w)	Delta-front and shoreface deposits
Sp, Sl, St, Hl, Sr _(f) , Fl, C	Delta-plain deposits
St, Sp, Sl	Fluvial deposits

5.5.1 Glacially influenced deep-marine mudstones

Description

This facies association is up to 50 m thick and includes black shales, which are dropstone-rich (figure 5.3). At the top, the black shales show vertical transition to thin and fine-grained sandstone beds. On the other hand, this facies association rests on basement rocks, or upon the coarse-grained deposits of the Mafra Formation (figure 5.2). The dropstones, in turn, are granules to boulders, composed of metamorphic and igneous rocks (basement derived). Additionally, these shales present diagenetic features such as cone-in-cone carbonate (e.g. Castro 1991).

Interpretation

Shales are interpreted as the product of mud fallout in relatively deep-water environments, whether in lakes or seas, whereas the presence of dropstones corroborates the glacial influence. Black shales occurring at the base of the studied succession are lithostratigraphically equivalent to the Lontras Shale (e.g. Rio do Sul Formation, Schneider *et al.* 1974, França and Potter 1988). These strata are often used as an important regional stratigraphic marker in the topmost level of the Rio do Sul Formation (Castro 1990, Vesely 2006, Buso *et al.* 2017), corresponding to a

fossiliferous marine level (Rocha-Campos and Rösler 1978, Wilner *et al.* 2012, 2016; Simões *et al.* 2012, Scmazzon *et al.* 2013, Neves *et al.* 2014).

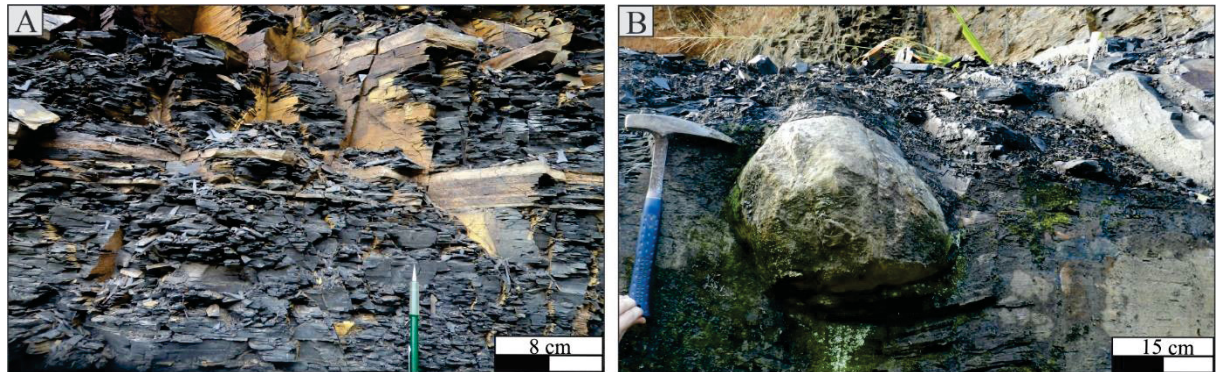


Figure 5.3 - Black shales. A) General view of black shales equivalent to the Lontras Shale (Rio do Sul Formation). B) Dropstone-bearing shales, with oversized clast.

5.5.2 Turbidites

Description

This facies association embraces thick (> 50 cm) and thin (< 50 cm) sandstone beds of lenticular to tabular geometry (figuras 5.4 and 5.5). The sandstone beds rest on previously described black shales (Lontras Shale). Thin and fine-grained sandstone beds comprise horizontal lamination or current ripples followed by massive and/or thinly-laminated mudstones (figures 5.4B-C). In some cases, they compose discontinuous beds configuring starved ripples. These beds display erosive bases with sole marks, such as flutes and grooves. Dispersed dropstones also could be observed in this interval. The thick beds (0,5–1 m, figures 5.4A and 5.5A), in turn, are composed of fine to medium-grained sandstones, mostly massive, followed by horizontal lamination. The massive sandstone beds could contain plant fragments at the top and subsequent sinusoidal ripple and rip-up mudstone clasts in preferred level. The erosive base of the thicker sandstones commonly shows several sole marks including flutes, prods and grooves (figures 5.4D-E and 5.5C). Current ripples and sole marks provide the paleocurrent data. The thin sandy-mudstone beds show a general northwest mean vector of paleocurrents, whereas paleocurrents to the southwest is subordinate. However, the sole marks of the thick sandstone beds point to south-southwest paleocurrent direction.

On thin sections, the sandstone samples, from thin and thick-bedded turbidites, are very fine to medium sized, poorly sorted, immature, and were classified as biotite-quartzose and litho-feldspathic-quartzose arenites (cf. Garzanti 2016), with silica and iron oxide cementation and high matrix content ($> 10\%$). These sandstones have moderate to high polycrystalline quartz content (at 20–30%), low monocrystalline quartz, lithic grains represented by metamorphic-rock fragments (quartzite and schist grains), and feldspar grains, with plagioclase dominant over K-feldspar (microcline). Biotite, muscovite, fluorite and zircon make the remaining mineral content.

Interpretation

The succession of structures described to thin sandy-muddy beds should correspond to the incomplete Bouma intervals (e.g. Bouma 1962, Mulder and Alexander 2001, figure 5.4). These thin-graded sandstones are interpreted as thin-bedded turbidites (TBT) (c.f. Mutti 1992). Likewise, the succession of thicker sandstones beds may be explained as an incomplete Bouma intervals, beginning with massive (Ta Bouma interval) and followed by horizontal and ripple-drift cross laminations rarely preserved at the top (Tb-c Bouma interval).

In general, these characteristics are consistent with the deposition of surge-like turbidity currents (Bouma 1962, Lowe and Guy, 2000, Mulder and Alexander, 2001, Mulder *et al.* 2003), since inversely-graded pattern indicating the waxing phase (Kneller 1995) was not preserved or developed (e.g. Mulder *et al.* 2003). The presence of dropstones on muddy layers suggests the ice influence, releasing ice-rafted debris (IRD; e.g. Puigdomenech *et al.* 2014, Aquino *et al.* 2016, Fallgatter and Paim 2017, Buso *et al.* 2017).

5.5.3 Hyperconcentrated and concentrated density-flow deposits

Description

This unit comprises oblique, lenticular and tabular, (macroforms, figures 5.5, 5.6 and 5.7), forming bedsets up to 10 m thick and 30 m width, based on its exposure. The bedsets are formed by polimitic conglomerates and conglomeratic sandstones with muddy-sandy matrix and, mainly, traction-generated structures (figures 5.6 and

5.7). Conglomerates and conglomeratic sandstones often lie on concave-up erosive surfaces overlying diamictites or thin-bedded turbidites, both containing penecontemporaneous deformations, such as faults and folds (figure 5.6A). They show lateral contact with mass-transport deposits and black shale, however, commonly superimpose the turbidite deposits.

Conglomerates are massive to crudely stratified (horizontal to low-angle inclined) and can be clast or silty-sandy matrix supported (Gm), in which clasts alignment follows the diffuse stratification (figures 5.6C and 5.7A-B). The clasts are granules to cobbles, rounded to subangular, part of them faceted and striated (figures 5.7D), composed mostly of granite, quartz, and rare sedimentary lithics (sandstones and siltstones). The conglomeratic sandstones are massive or exhibit current ripples, climbing ripples, and trough cross-stratifications (figures 5.6D and 5.7A-C). Clasts within the sandstones are similar those ones observed on conglomeratic facies, often with floating and oversized clasts (up to 20 cm). Sandstone beds entirely composed of dish structures also occur (up to 4 m thick), in which erosional base comprises large rip-up clasts (up to 30 cm) composed of lowermost bed, as thin-bedded turbidites (figures 5.5D-E).

Internally, normally-graded sets are frequently present, mostly formed by massive conglomeratic or conglomeratic sandstones passing upward to trough cross-stratified and/or current-rippled sandstones. On the other hand, the bedsets may contain inversely-graded pattern followed by thinly normally-graded beds (figures 5.7A), represented by massive and conglomeratic sandstones passing upward to crudely-stratified conglomerates within the same bed, which can be followed by beds composed of crudely-stratified conglomeratic sandstone graded to current-rippled sandstones. Traction-generated structures and bedding have the same mean vector towards the south-southwest.

On thin sections, the sandstone samples are fine to coarse sized, very poorly sorted, immature and classified as feldspatho-lithic-quartzose and feldspatho-quartzose arenite (cf. Garzanti 2016), with very high matrix content (11–20%), including granules. The cementation is composed of carbonate (microsparite), silica and iron oxide. Metamorphic-lithic grains (at 16%) are also present, but sedimentary intraclasts (mudstones and sandstones) can occur. Polycrystalline quartz grains are metamorphic derived, showing undulatory extinction, and can be more abundant than monocrystalline. Plagioclase grains are frequent (15-22%), most of them kinked,

predominated over the K-feldspar. The carbonate cement, in turn, resulted from the high saussuritization of plagioclase. Muscovite, biotite and zircon grains complete the main mineral content.

Interpretation

Oblique amalgamate bedsets, with concave-up and erosive base, where traction structures and bedding have the same mean vector, suggest channelized and downstream-accretion deposits (figures 5.6 and 5.7). Besides, the key features of these deposits such as massive to weakly-stratified conglomerates associated with traction-generated structures and floating clasts in sandstone beds point to the deposition of density flows with bed-load dominated currents as a secondary component (e.g. Middleton 1967, Lowe 1982, Postma *et al.* 1988, Kneller and Branney 1995, Kneller and Buckee 2000, Mulder and Alexander 2001, Dasgupta 2003, Mulder *et al.* 2003). Similarly, according to Mulder and Alexander (2001) classification, these deposits would belong to non-cohesive density flows category which includes hyperconcentrated and concentrated density flows.

The transition between hyperconcentrated density flows to concentrated density flows occur when the turbulence progressively replaces grain-to-grain interaction (Laval *et al.* 1988, Mulder and Alexander 2001). Therefore, concentrated density flows could contain basal beds performed by coarse particles, in which particle concentration is far above Bagnold limit, and then the fluid has similar behavior to hyperconcentrated flows, whereas the turbulence dominate at the top of flow, and concentrated density flow may develop stratifications (Mulder and Alexander 2001). As a result, the deposits are composed of gravelly-massive beds overlaid by stratified sandstones (Lowe 1982, Hiscott 1994, 1995, Sohn 1997, 1999), which can alternate with massive beds (Lowe 1982, Postma *et al.* 1988). Traction features in that sandstones, in turn, can be develop where near-bed transport has lower particle concentration (cf. unit SI Lowe 1982, Mulder and Alexander 2001). Accordingly, floating and oversized clasts mainly on massive conglomerates and sandstones may represent a less diluted phase of the flow, and their vertical transition to tractive structures would point to transitional scenario between hyperconcentrated to concentrated density-flows deposits (CDFD, Mulder and Alexander 2001). However, the thick-massive sandstones with dish structures and large rip-up-clasts can be

classified as hyperconcentrated density-flow deposits (HDFD; Mulder and Alexander 2001), where traction structures were not developed.

Vertical facies oscillations, as inversely-graded pattern, or massive beds followed by normally-graded packages, point to the accelerating and decelerating of the flows during the long-term or pulsating depositional event and classify them as quasi-steady currents (Mulder and Alexander 2001). Similarly, traction-generated structures created by density flows suggest long-lived flows (Zavala *et al.* 2011), commonly related to hyperpycnal flows derived from flood-river discharges (e.g. Mulder and Syvitski 1995, Mulder *et al.* 2003, Mutti *et al.* 2003, 2007, Zavala *et al.* 2006, 2011). At the same time, coarse-grained sediments would be transported at the base of the hyperpycnal flows due to shear forces (Zavalla *et al.* 2011, Carvalho and Vesely 2017). The flow fluctuations, however, were probably related to the discharge from melting water, as evidenced by striated and faceted clasts within the strata. Quasi-steady density flows were previously recorded on proglacial setting, where glaciofluvial discharge debouches into the deep water (Plink-Björklund and Ronnert 1999).

The channel installation, in turn, probably occurred by bars migration on a plastic substrate forming penecontemporaneous deformations on lowermost beds. Additionally, lateral discontinuity of this facies association points to deposition within confined settings. Therefore, deformed-lowermost beds, lateral discontinuity and internal infilling by gravitational density-flow deposits suggest confinement related to subaqueous incisions (cut-and-fill deposits, e.g. Hubbard *et al.* 2010, Olariu and Steel 2009, García-García *et al.* 2011). Also, the frequent presence of traction structures suggests that the deposition of concentrated density flows may be triggered by deceleration induced by break of the slope region (e.g. Lowe 1988, Allen 1991, Plink-Björklund and Ronnert 1999).

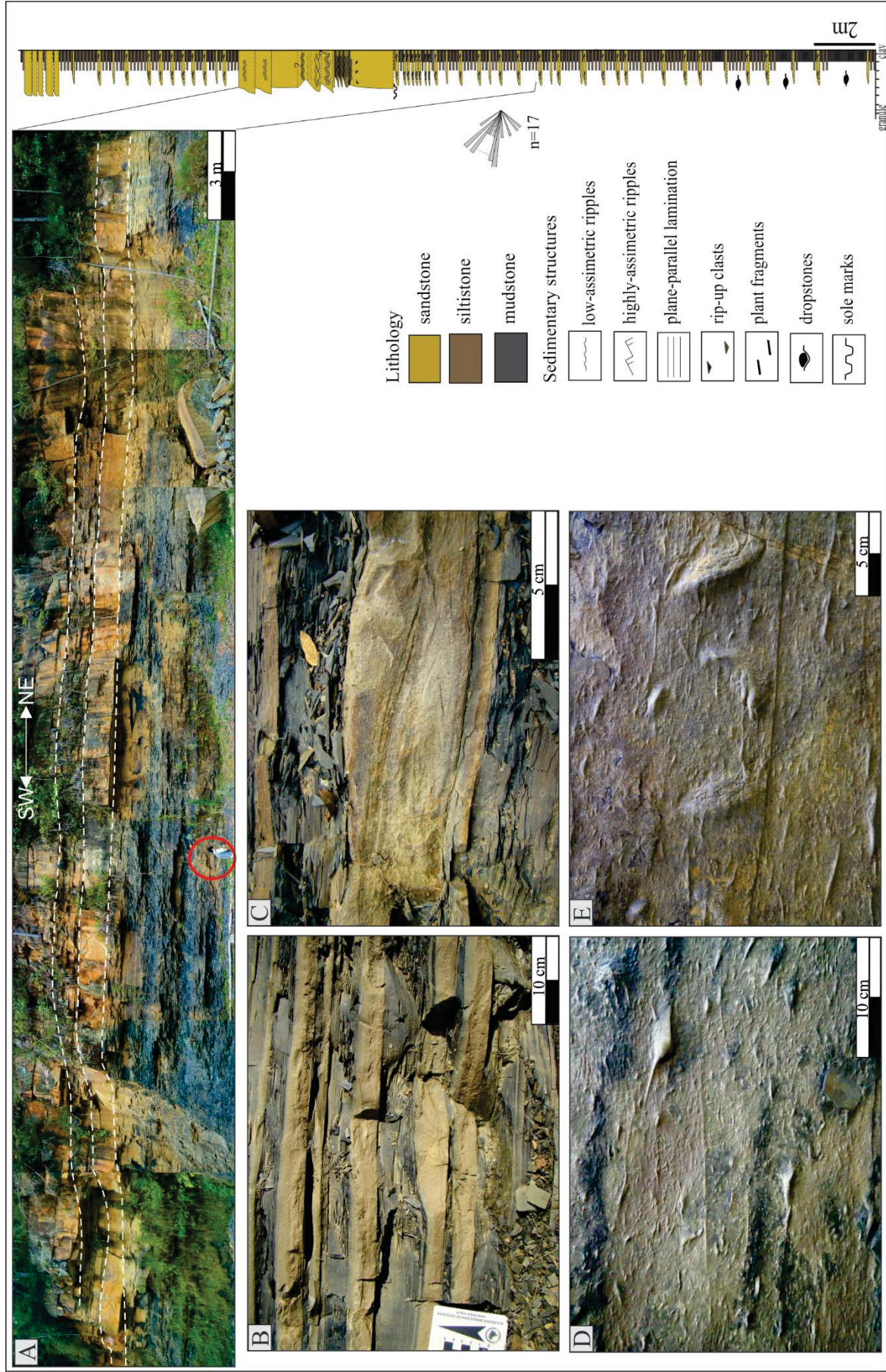


Figure 5.4 - Thick and thin-bedded turbidites. A) Photomosaic showing the lateral extension of the turbidite deposits correlated to the vertical profile. B and C) Thin-bedded turbidites with incomplete Bouma sequences. D and E) Sole marks at the base of thick turbidites: groove, flute and prod.

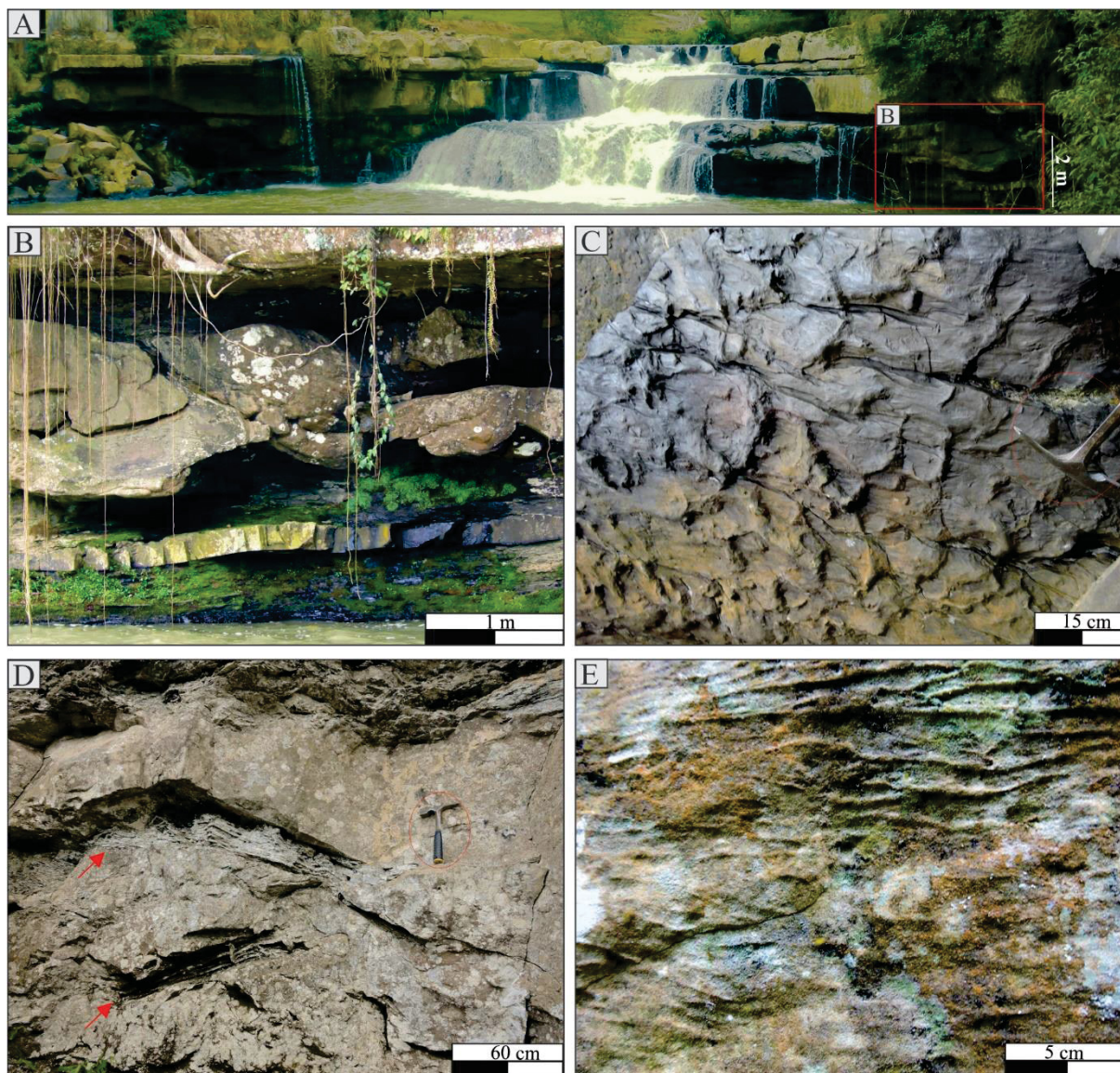


Figure 5.5 - Thick-bedded turbidites and hyperconcentrated density-flow deposits (HDFD). A) Lateral expression of thicker and tabular beds of massive turbidites. B) Erosional base of massive turbidites with penecontemporaneous deformations, such as folds. C) Sole marks (flute casts) disposed at the base of thick-bedded turbidites D) Metric rip-up clasts at the base of HDFD. E) HDFD with dish structures.

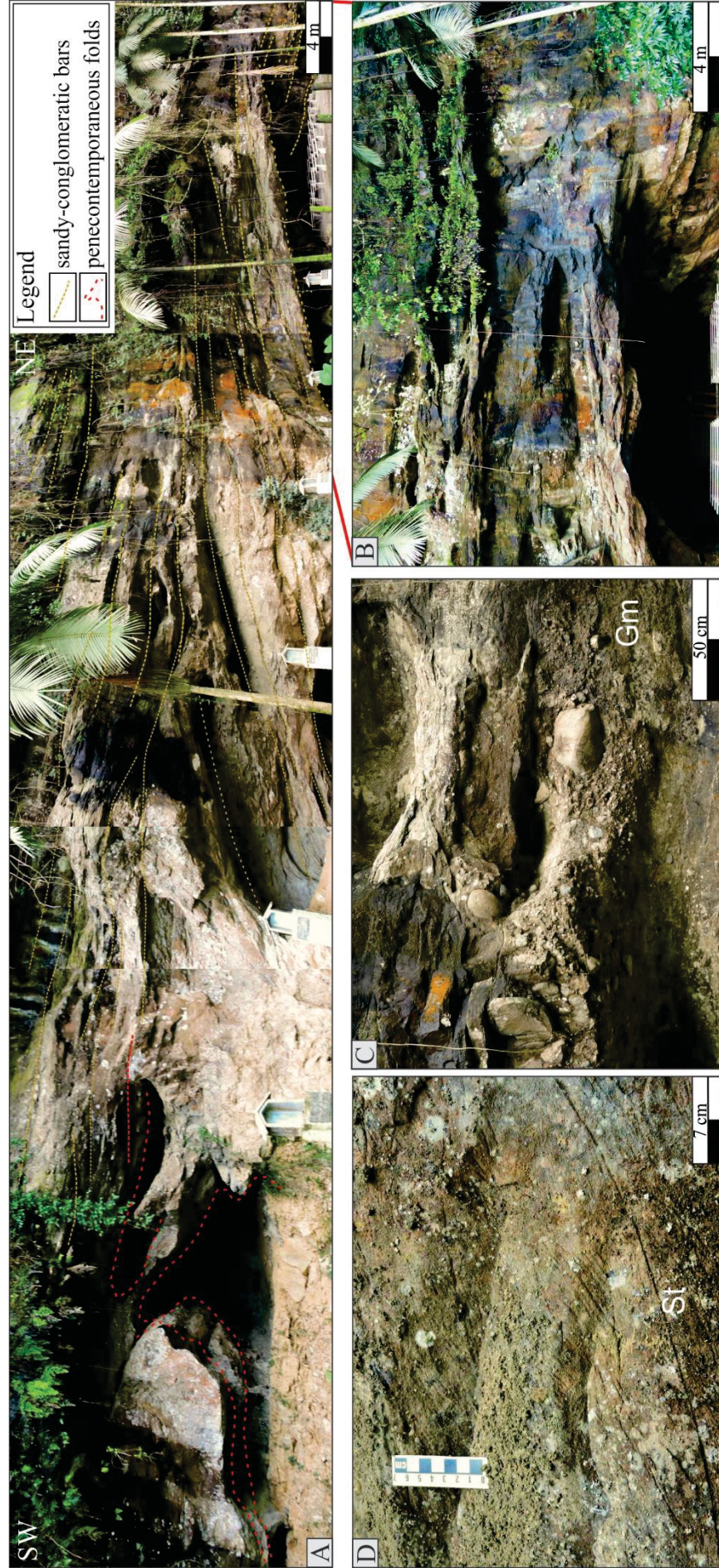


Figure 5.6 - Concentrated density-flow deposits (hyperpycnal deposits). A and B) Bedset arrangement within the channel feature; note the penecontemporaneous deformation at the base of the channel. C) Massive to crudely-stratified conglomerates within the channel. D) Trough cross-stratification of the conglomeratic sandstones which compose the hyperpycnal deposits (CDFD).

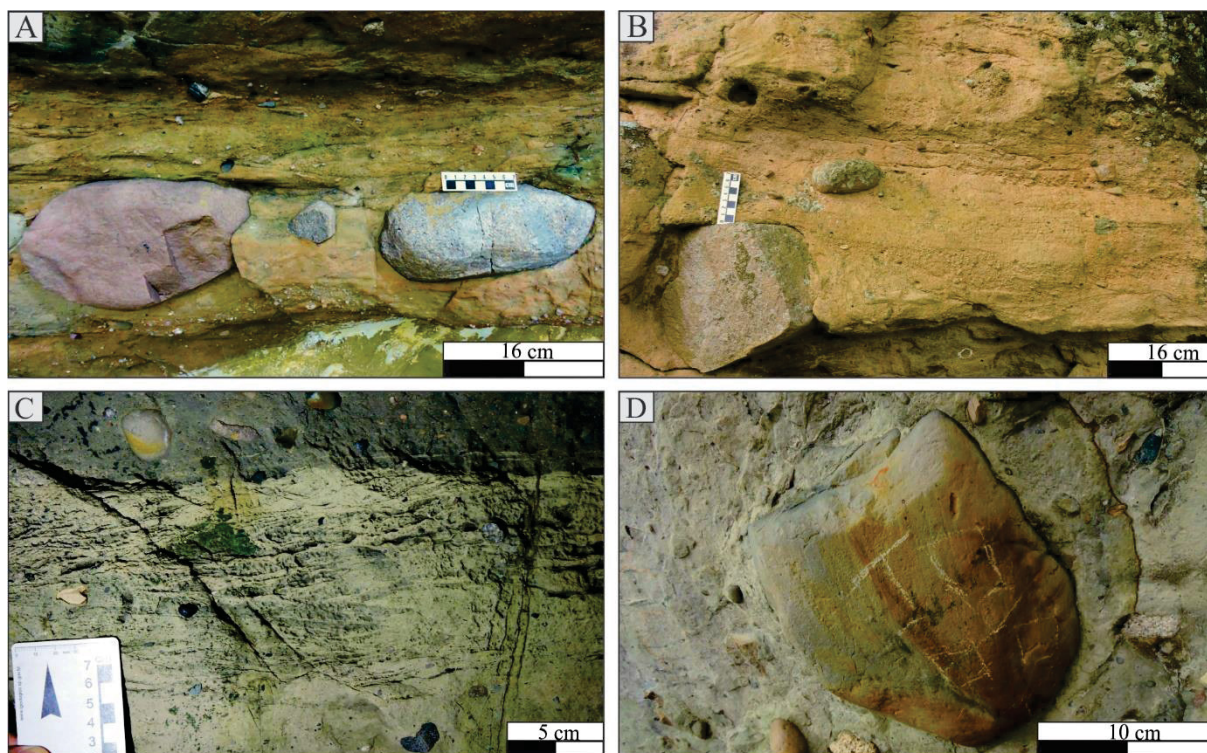


Figure 5.7 - Detail of concentrated density-flows deposits (hyperpycnal deposits). A and B) Inversely (A) and normally-graded beds (B) composed of crudely-stratified conglomerates and stratified or laminated conglomeratic sandstones. C) Conglomeratic sandstones with ripples and climbing ripples (inversely graded) D) Striated clast within massive conglomerate.

5.5.4 Mass-transport deposits

Description

This facies association crops out on road cuts through the study area and mostly on open-pit mines which expose massive diamictites, and diamictites with deformational structures (Dm and Dm_(r) facies, figure 5.8). These facies have lowermost and lateral contact with concentrated density-flow deposits, whereas they are superimposed by deltaic facies. Diamictites have a sandy-muddy matrix with dispersed clasts (granules to boulders), which are extrabasinal (granites and metamorphic rocks), some of them striated and faceted, and intrabasinal (sandstones, rhythmites and plant fragments). Structures of penecontemporaneous deformations include weak foliations, fractures, faults, folds, rafted blocks, and mainly shear surfaces.

Shear surfaces within diamictites bound the sandstone blocks, whose dimensions range are from 0.5 m to 10 m. Sandstone blocks show low degree of internal deformation, evidenced by recognizable sedimentary structures related to

uppermost deltaic deposits, as heterolithic bedding, current and wave ripples, and trough cross-stratifications. Also, rafted blocks composed of thin-bedded turbidites can occur within more homogeneous diamictites. The intensity of the deformation varies, where the shear surfaces surround large blocks the deformational structures have a low degree of internal deformation. Nevertheless, on more homogeneous diamictites, the previously sedimentary structures become difficult to recognize due the folds, foliations, and faults. The facies Dm, in turn, expresses the more homogenous end-member, composed by dispersed clast in a sandy-muddy matrix with weakly-shear surfaces, without any large-rafted blocks (see table 5.1).

The petrographic analysis was based on sandstone blocks within the diamictites. These rocks are composed of grains of polycrystalline and monocrystalline quartz, plagioclase, k-feldspar (mainly microcline), muscovite, biotite, fluorite and zircon. The sandstones are very fine to medium grained, poorly sorted and immature to submature. Despite the high percentage of the matrix (20–38%), its QFL classification was very diverse and includes litho-feldspathic quartzose, feldspathic-quartzite-quartzose and feldspatho-quartzose arenites (cf. Garzanti 2016). The main quartz content is polycrystalline-metamorphic derived, associated with high frequency of lithic-metamorphic grains such as quartzite, which can reach to 30%. On the other hand, the high content of feldspars is also present, mainly plagioclase which can shows kink bands.

Interpretation

Heterogeneous clasts dispersed in a sandy-muddy matrix should be related to cohesive gravitational flows. Plastic deformation, in turn, was evidenced by folded intervals and folded blocks within diamictites (facies Dm_(r)). Both Dm and Dm_(r) facies are interpreted as mass-transport deposits, as result of slope failure. The rafted blocks of deltaic origin within the diamictites, as well as the weakly penecontemporaneous-deformation structures, suggest the deposition by sliding processes, that consist of translational-block movements (c.f. Shanmugam and Moiola 1988, Shanmugam 2006, Shanmugam 2015), and do not support a glaciogenic origin for Dm_(r) facies (e.g. Eyles *et al.* 1983), despite the presence of striated and faceted clast. Diamictites rich in penecontemporaneous-deformation structures, in turn, should be classified as slumps (Shanmugam 2006).

Mass-transport deposits essentially comprise slides, slumps and debris flows, processes that differ among themselves by the degree of internal deformation. This term means the collapse, displacement and movement of the masses along the gradient under the influence of gravity (Shanmugam 2006), in which the flow is sustained by the cohesive strength of the matrix (non-Newtonian gravity flows, e.g. Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier and Martinsen 2011). These flows can evolve from one term to another, however loses its coherence as the masses moves downslope (Shanmugam 2006). In this context, facies Dm should represents debris-flows deposits and an end-member of evolution basinward transport of $Dm_{(r)}$ facies (slides and slumps).

Rafted and large blocks point to slides derived from instability and collapse of instable delta slope wedge, considering still recognizable sedimentary structures related to deltaic deposits. Consequently, more deformed blocks are interpreted as subaqueous slumps deposits derived from failure of muddy slopes, whereas massive diamictites are the product of subaqueous cohesive debris flows (e.g. Carvalho and Vesely 2017).

Kinematic obtained from reverse faults and normal faults, as well as associated folds and foliations, should offer the paleoflows related to mass-transport deposits (e.g. Sobiesiak *et al.* 2016). On study area, the kinematic analysis of the MTD structures show mean vector towards the southwest from $Dm_{(r)}$, and NE-SW direction concerning the Dm facies.

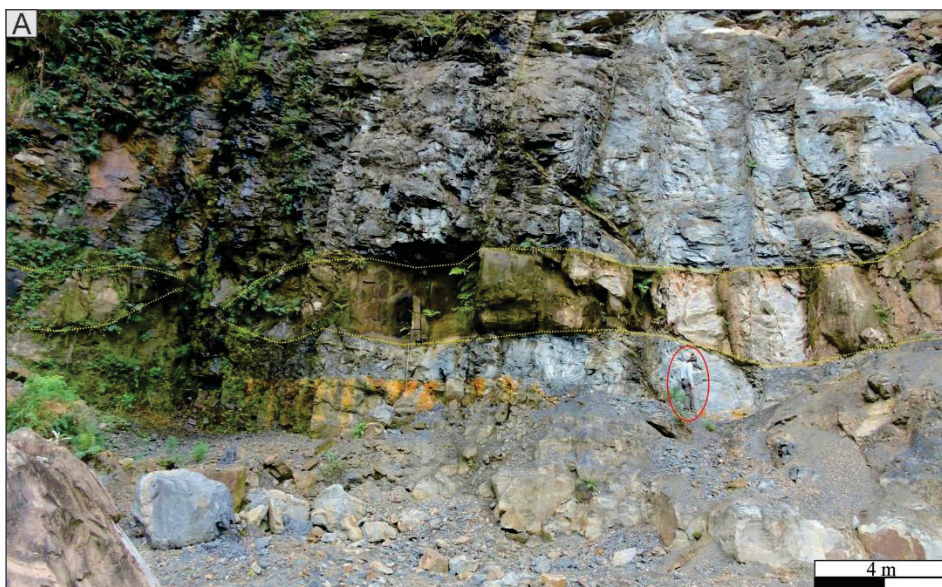


Figure 5.8 - Mass-flow diamictites ($Dm_{(r)}$) with sandstone-rafted blocks within sandy-muddy matrix, highlighted by yellow lines.

5.5.5 Prodelta and offshore/offshore transition deposits

Description

Muddy facies are the main characteristic of this facies association, which comprises black to gray shale (facies FI) at the base followed by linsen heterolithic bedding (facies HI), in thicker beds (up to 10 m). This succession overlies the mass-transport deposits and/or non-cohesive density-flow deposits. The uppermost contact is gradational with sandy heterolithic facies (wavy and flaser) of the delta-front deposits (figures 5.9A, 5.9C and 5.10). Additionally, the shales were used as the datum on the correlations of vertical profiles (figure 5.11). Dropstones occur sparsely on entire succession, but they are more frequent at the base. Scattered plants fragments are also present.

Heterolithic deposits show symmetric and asymmetric ripples-cross laminations, which are mostly starved. The degree of bioturbation is low to moderate and embraces bioturbations of the *Skolithos* ichnofacies on heterolithic beds (e.g. Benton and Harper 1997, Catuneanu 2006). In cases, thick turbidites occur within these fine-grained facies (turbidites, figures 5.11). Similarly, thinly-sandstone beds (at 10–0,1 cm) are encased within black shales (TBT, figure 5.11). These sandstones are very fine to fine-grained, moderately sorted, structureless or contain ripple and plane bedding as typical structures.

Interpretation

The fine-grained heteroliths and black shale are interpreted respectively as prodelta and offshore/transitional deposits. The fine-grained sediments and the low to moderate degree of the bioturbation frequency point to sedimentation under low energy conditions (e.g. Bhattacharya 2010, Rossi and Steel 2016). Additionally, thin fine-grained sandstones within black-shale beds are interpreted as the distal reaches of turbidity flows on offshore setting and may represent the distal context of hyperpycnal flows (e.g. Plink-Björklund *et al.* 2001, Olariu *et al.* 2010). Muds of prodelta deposits can migrate kilometers along strike (Bhattacharya 2006), justifying the significant amount concerning this facies association, on width and thickness. In this

context, the prodelta configures the subaqueous extension of their associated delta fronts (e.g. Neill and Allison 2005) and may represent the construction of the shelf.

5.5.6 Delta-front and shoreface deposits

Description

An interfinger relationship between lowermost sandstones of this facies association and underlying fine-grained deposits of prodelta deposits is highlighted on aerial photographs and satellites imagery, characterized by the passage of heterolithic linsen to wavy facies (figures 5.9A and 5.9C). However, the vegetative cover can difficult the observation of the transition details. Nevertheless, the uppermost deposits of this association are marked by thick and tabular sandstone beds highlighted in the relief that improves the mapping, in which wavy heteroliths pass to flaser bedding and stratified sandstones, stacked on a vertical coarsening-upward pattern.

The tabular beds of sandstones have metric to decametric thickness, showing cross-rippled laminations (symmetric and asymmetric), climbing ripple (figures 5.10A), heterolithic wavy and flaser laminations, soft-sediment deformation (figures 5.9B and 5.9D), and cross-stratifications. Cross-rippled laminations can contain mud and organic drapes, as well as bioturbation formed by vertical borrow of domichnia (*Diplo craterion*, *Skolithos* ichnofacies, figure 5.10D, cf. Benton and Harper 1997, Catuneanu 2006). Scattered syneresis cracks are present mainly at the transition between linsen to wavy bedding (figure 5.10G) Additionally, rare dropstones occur within heterolithic beds. Paleocurrents have dominant components towards the south-southwest (figure 5.3). In places, bidirectional cross-stratification is present, with the northeast component.

The sets show a thickening-upward trend, as well as each package present inversely-graded pattern. In this context, the sedimentary structures can also show an upward increase in scale, from ripple lamination to trough cross-stratification. Sandstone beds composed only of trough cross-stratification are also present. Soft-sediment deformation is frequent setting up individual beds or followed by climbing-ripples and heterolithic facies (Hw and Hf, figure 5.9C-D), where sandstones are medium grained and poorly to moderately sorted, and within which can be present shale and/or plant fragments. Additionally, sandstone beds are present with erosional

and concave-up base (10 to 50 cm), composed of low-angle and trough cross-stratifications at the base, and ripples as well as bioturbations at the top (figure 5.10B), whose bedding and traction structures have the same sense configuring forward accretion and fining-upward infill. Towards the top, the sandstone beds show progressive replacement of the current to oscillatory structures, such as wave-ripples ($Sr_{(w)}$) and wave-heterolithic laminations (facies $Hw_{(w)}$ and $Hf_{(w)}$), as well as an increase of bioturbations. In this context, bi-directional cross-laminations is present, mostly associated with muddy and organic drapes (e.g. P17 locality).

A second arrangement frequently rests on the sets described before and is composed of thin and amalgamated beds (at 10 cm – 3 m) of fine to very fine-grained sandstones, stacked in a fining-upward pattern. The base of each bed is erosive showing soft-sediment deformation followed by hummocky and low-angle cross-stratification, and/or plane bedding (figures 5.10E-10F), which pass upward to fine-grained and rippled sandstones ($Sr_{(w)}$ and $Hw_{(w)}$ facies). Features of wave interference are also common at the top. The presence of ichnofacies *Skolithos*, in turn, are more common (e.g. P37 locality). Besides, thin and scarce diamictites, with sparse striated and faceted clasts, are interbedded with these sandstones.

The sandstones of this association are classified as biotite-litho-quartzose, litho-feldspathic quartzose and feldspatho-quartzose arenites (cf. Garzanti 2016), based on thin section analysis. They are very fine to fine-grained or medium-sized grained, and mostly immature. Primary carbonate cement (microsparite and micrite) is present, mostly on more proximal deposits (e.g. P08-P10 localities). Other cements are diagenetic and include silica and iron oxide compositions. The plagioclase content could reach to 20%, part of them kinked, and is more frequent than K-feldspar (microcline). The metamorphic content is the lowest of all analyzed facies associations, but the metamorphic-derived polycrystalline quartz is frequent. On the other hand, grains of biotite have high percentage reaching up to 20% in the same sample. Similarly, the presence of grains of the muscovite and shales (intraclasts) is pervasive. Trace-mineral grains embrace zircon and fluorite.

Interpretation

Stratified and laminated sandstones in thicker and tabular beds point to the deposition of hypopycnal to hyperpycnal flows. Likewise, inversely-graded sandstones

arranged on a thickening-upward pattern embracing structures such as soft-sediment deformation, climbing ripples/ripples and heterolithic lamination (Hw and Hf facies) can be interpreted either as a result of mouth-bars deposition and delta-front progradation. On the other hand, the wave and tidal influence are evidenced by wave ripples and mud/organic drapes ($Sr_{(w)}$ and $Hf_{(w)}$ facies), respectively. The mouth bars may correspond to the unconfined flows from distributary channels (Nichols and Fisher 2007), located on the proximal setting, whose coalescence may be built delta fronts (Van Heerden and Roberts 1988). In this context, the fine-grained facies, as wavy bedding (Hw) represent the distal reaches of the delta front (Bhattacharya 2006).

Mouth-bar deposits, by definition, are river dominated (Wright 1977, Dalrymple *et al.* 1992, Olariu and Bhattacharya 2006, Olariu *et al.* 2010), evidenced by unidirectional structures, such as cross-stratifications, climbing-ripples and ripples, and soft-sediment deformation. Lack of bioturbation observed on some localities (e.g. P08) also evidences the river signal, as well as the poorly to moderately sorting, grain size (fine to coarse sandy), abundant shale and plant fragments, and forward accretions with fining-upward infill. The oscillatory sedimentary structures mean wave reworks after river-flood times or deposition in non-axial zones to the flows, when the energy of the rivers is lower and can elongate the mouth bars on a shore-parallel direction (e.g. Wright 1977, Fielding *et al.* 2005), as a response to wave modulation. On the other hand, the presence of heterolithic beds with muddy and organic drapes points to marine currents (tides) influence, probably processed during inter-flood periods (e.g. Rossi and Steel 2016). The freshwater inflow is evidenced by syneresis crack, reflecting the flocculation and concentration of clays because of the salinity changes (cf. Plummer and Gostin 1981). Thus, these deposits are interpreted as mouth bar dominated by river discharge with wave rework and tide influence, mostly on inter-flood period and/or on proximal reaches. It corresponds to mixed-energy deltas, resembling the postulate by Rossi and Steel (2016) to Lajas Formation (Neuquén Basin).

On the other hand, hummocky and low-angle cross-stratifications, associated with soft-sediment deformation at the base, indicate deposition under more energy conditions and high wave influence. The fine-upward stacking pattern, the recurrent presence of *Skolithos* ichnofacies and other oscillatory structures corroborate the marine environment, pointing to shoreface setting and wave dominance (e.g. Bhattacharya 2006, Rossi and Steel 2016).

Despite of marine reworks, the transition from hyperpycnal conditions to hypopycnal can be inferred from vertical stacking pattern and lateral transitions of the facies associations observed through the correlations (figure 5.11), in which soft-sediment deformation, current ripples, and stratifications are replaced by heterolithic facies on distal reaches (e.g. Nemec 1995, Mulder and Syvitski 1995, Kineke *et al.* 2000, Parsons *et al.* 2001). In this scenario, hypopycnal flows are characterized by the separation of the friction inducing sandy bedload from suspended-muddy load, setting up heterolithic bedding in the mouth bar areas (Bhattacharya 2006). Additionally, deposition of hypopycnal flows may also result in heterolithic beds intensely bioturbated (e.g. P17 locality) alternating with sparsely burrowed (e.g. P08 locality) flood deposits, configuring highly irregular, or even cyclic, bioturbation index (Bhattacharya 2006), also corroborating the river dominance for these deposits. Therefore, the heterolithic bedding does not necessarily correspond to a tidal signal.

5.5.7 Delta-plain deposits

Description

Stratified and laminated sandstones intercalated with fine-grained, coal and heterolithic beds are the main characteristic of this facies association. Medium to coarse-grained sandstones, poorly sorted and mostly feldspathic, represent the main facies, within which trough, planar and low-angle cross-stratification are present, even as with muddy/shale intraclasts at the base. These sandstone beds are lenticular, often erosive-based, with cut-and-fill surfaces (0,3 to 1-m-thick), isolated or amalgamated, whose bedding has the same sense of internal traction structures (e.g. forward-accretion). Heterolithic and fine-grained beds show both wave and current lamination, such as climbing ripples, as well as soft-sediment deformation (facies Sr, Sr_(w), Sd, Hw and Hw_(w)). General paleocurrents are primarily to the south-southwest, but can diverge to the northeast, mainly related to the occurrence of muddy and organic drapes resting on wave ripples. These beds frequently show sharp contact with thinly beds composed of siltstone and shales (the datum, figure 5.11, P11) or delta-front deposits.

A second set is characterized by tabular beds (0,1 to 1-m-thick) composed of wavy or linsen bedding (normally and/or inversely graded), fine-grained sandstones with soft-sediment deformation and massive or laminated mudstones, either

bioturbated (*Skolithos* ichnofacies) and mottled. In this context, thin beds of dark-gray and organic-rich shales, and coal are associated with HI facies, with high frequency of plant fragments and pyrite concretions (figure 5.10H).

Interpretation

This facies association is mainly characterized by poorly sorted, feldspathic, stratified sandstones filling lenticular, erosive-based, cut-and-fill surfaces. The relationship of these features with heterolithic and laminated sandstones, in turn, has been understood as the deposition on delta-plain environment (e.g. Bhattacharya 2006, 2010, Rossi and Steel 2016), in which the stratified sandstones correspond to distributary channels. Medium to coarse-grained sediment, poor sorting, plant and shale fragments, and a high degree of internal erosional surfaces point to the terrestrial influence. Besides, the coal and organic-rich mudstones associated with pyrite concretions indicate the interdistributary-bay environment. Moderate frequency of bioturbation and mottled features also corroborate the subaerial delta plain, up to the rollover point of the delta front (e.g. McCabe 1984, Nichols and Fisher 2007, Rossi and Steel 2016).

The southern component of the paleocurrents should point to predominant fluvial flow, since it coincides with the unidirectional-flow directions of the delta-front deposits (e.g. Rossi and Steel 2016). The northeast secondary component, on the other hand, verified in the beds composed of structures regarding oscillatory flows with muddy drapes express the tidal signal.

5.5.8 Upper coastal plain (fluvial deposits)

Description

This facies association is highly homogeneous and is represented by poorly-sorted and stratified sandstone beds (facies St, Sp and SI), whose base is commonly concave-up and erosive, with muddy intraclasts. These sandstones commonly compose sets up to 6 m thick, organized in amalgamated beds. They cut down mainly into delta-plain and shoreface deposits, but even can erode prodeltaic deposits, representing an unconformable boundary recognized on the entire mapped area

(figure 5.11). The paleocurrents are variable, though the dominant components are to the south-southwest, and the second is to the northeast, especially when muddy drapes rest atop of cross-stratifications.

On thin sections, these sandstones samples are medium to coarse grained, immature and classified as feldspatho-quartzose arenites (cf. Garzanti 2016), with high matrix content (8–17%) and diagenetic cement as silica and iron oxide. They have moderate to high metamorphic-derived polycrystalline quartz content, low rate of monocrystalline quartz, as well as the moderate content of metamorphic-rock fragments (quartzite and schist grains). Also, high amount of feldspar grains occurs, with dominant K-feldspar (microcline) over plagioclase. Biotite, muscovite and zircon configure the remaining mineral content.

Interpretation

This facies association is understood as fluvial channels deposits, based on their textural characteristic of the sandstones, cut-and-fill feature, and predominance of the cross-stratifications. The muddy drapes and the dispersal-paleocurrent pattern point to tidal influence during the deposition, and then may be interpreted as distributaries channels at upper coastal plain (e.g. Rossi and Steel 2016). The extensive erosional base covering distal deposits has been interpreted as a sequence boundary, corresponding to an incised fluvial valley (e.g. Zacharias and Assine 2005; Holz *et al.* 2006, Boyd *et al.* 2006), with source area on the northeast.

5.6 DISCUSSION

5.6.1 Clinoform stratigraphic architecture

The stratigraphic architecture was defined through the panel correlation, with a north-south direction (along-dip, cross-cut to paleoshoreline), based on the integration of vertical profiles and geological mapping, as demonstrated in the figure 5.11. The stratigraphic architecture consisting of prograding slope clinoforms is corroborated by the observation of: 1. A 350-m-thick shallowing-upward stacking pattern starting with basinal mudstones and ending in nearshore deposits; 2. paleocurrent coincidence between deltaic deposits, mass-transport deposits, non-

cohesive density-flows deposits and thick turbidites; and 3. lateral and vertical gradational transitions from different interpreted depositional settings (figure 5.11) within the same parasequence.

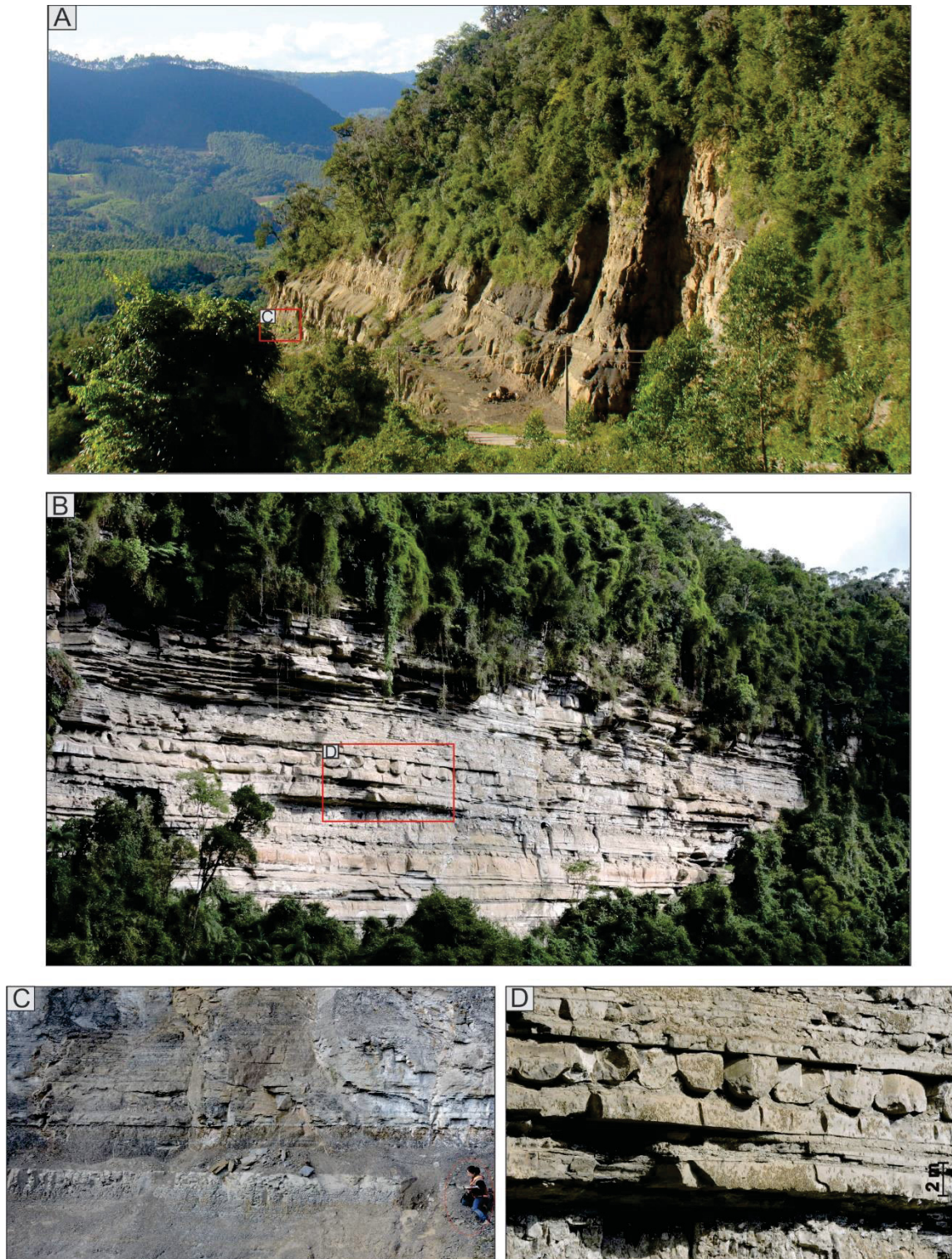


Figure 5.9 - Deltaic deposits. A and B) Thick and tabular sandstone beds highlighted in the relief. C) Passage of linsen to wavy heterolithic facies. D) Details of delta-front and shoreface beds showing soft-sediment deformation and stratifications.

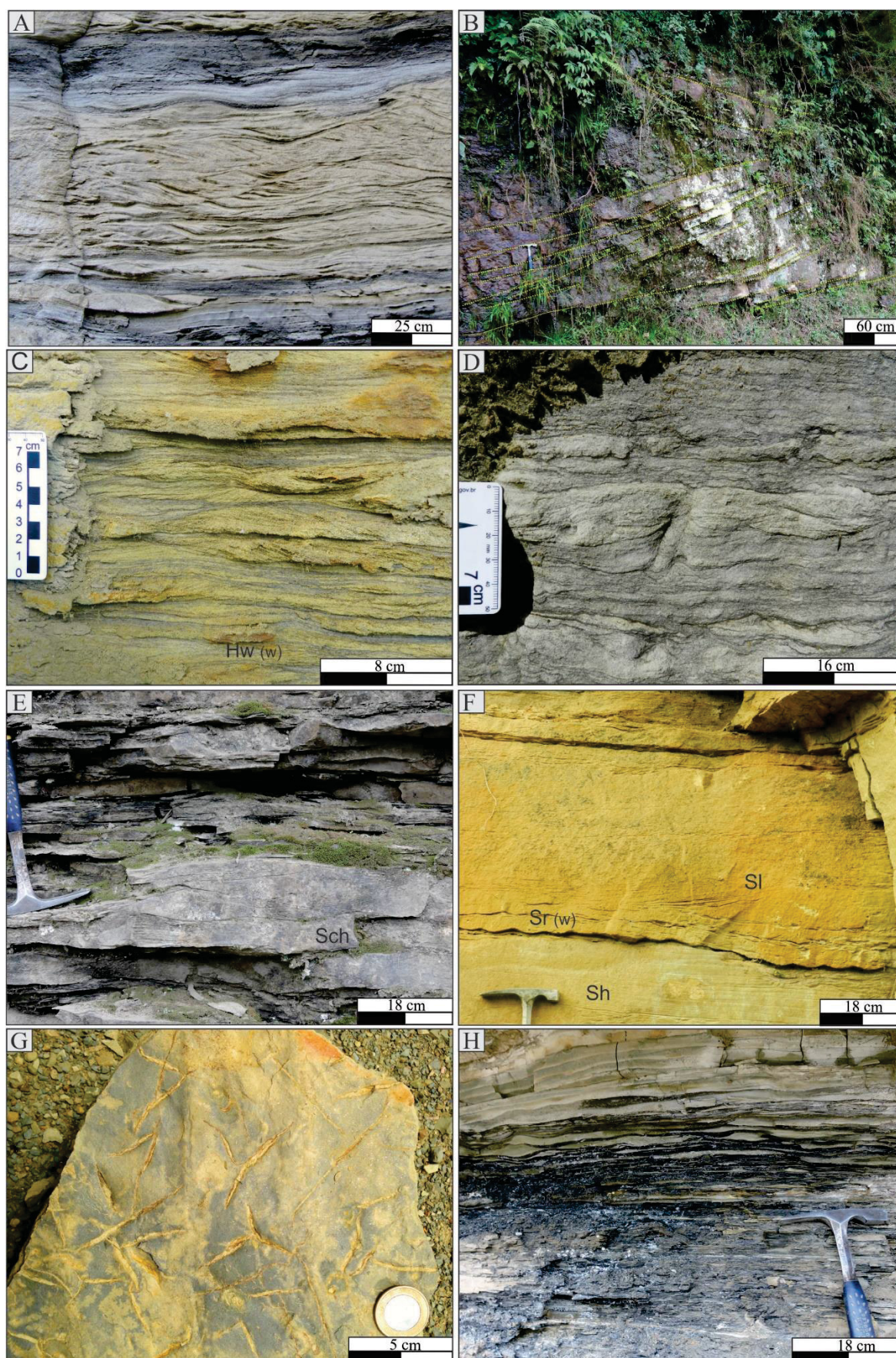


Figure 5.10 - Examples of fluvio-deltaic facies. A) Climbing ripples associated with wavy heterolithic facies. B) Cross-stratified sandstones of delta-front showing forward-accretions. C and D) Wavy heterolithic beds with bi-directional ripples (C) and domichnia (*Diplocraterion*), ichnofacies *Skolithos* (D). E and F) Shoreface facies which include hummocky cross-stratifications (E) and wave ripples associated with low-angle cross-stratification and plane bedding (F). G) Syneresis cracks present mainly in the transition of HI to Hw facies. H) Coal and heterolithic beds of delta-plain environment.

The petrographic analysis also points to the same provenance, since the sandstones from these deposits present a similar mineral composition, with the average as lithic-feldspathic quartzose sandstone (figures 5.12 and table 5.3). In this context, as reported by Garzanti (2016), the basic determination of mineral assemblage associated with QFL detrital modes provides the nature and tectonostratigraphic character of source terranes, as a response to their erosional evolution, hence these triangular diagrams cannot be used implicitly as a proxy of plate tectonic setting, once advocate by Dickson (1985). Therefore, the petrographic analysis shows a provenance of a dissected continental block (e.g. Kalahari Craton source, Garzanti 2016), perhaps from Luis Alves tectonic block (Holz *et al.* 2006), situated at north-northeast from the studied area. This relationship is attested by paleocurrent data, to the south-southwest, and high content of metamorphic-derived grains associated with biotite, plagioclase, most of them kinked, quartz monocrystalline, muscovite and microcline, meanwhile that tectonic block is composed mainly by Paleoproterozoic granulitic orthogneisses (2.0–2.3 Ga, e.g. Hartmann *et al.* 2000) of Santa Catarina Granulitic Complex (microplate Luis Alves, Basei *et al.* 2016).

The vertical succession points to progradational-aggradational stacking pattern, developed after the Lontras Shale (figures 5.11 and 5.13), composed of genetically related subaerial and subaqueous depositional systems. This scenario suggests normal instead of forced regression, in which the delta-plain deposits were preserved as expected during sea level rise (Catuneanu 2006). In this context, paleocurrent coincidence between fluvio-deltaic deposits, mass-transport deposits, non-cohesive density-flow deposits and thick turbidites is the most important argument to its genetic-correlation within the clinoforms (figure 5.11, e.g. Olariu *et al.* 2010, 2016). However, the thin-bedded turbidites with paleocurrents to the NW (figure 5.11), developed after Lontras Shales, can be related on regional approach to turbidite beds deposited from southeast (e.g. Puigdomenech *et al.* 2014, Fallgatter and Paim 2017).

The transition among the facies associations defines the slope position, where fine-grained deposits of prodelta and offshore settings overlie gravitational density-flow deposits (i.e. channel-depositional elements) and mass-transport deposits (figure 5.12). The paleo-shelf edge is not preserved in the outcrop belt, although the overlying mud-rich prodeltaic beds and subsequent delta-front deposits point to a progradational shelf-edge trajectory, probably a shelf-margin delta (Porebski and Steel 2006),

considering the deltaic blocks preserved in the mass-transport deposits regarding the slope setting. This configuration is likely for building the high-relief of the slope system.

The observed progradational-aggradational pattern shows a slope clinothem up to 150 m thick by 14 kilometers, configuring a final slope-system relief about 150-m-height (figure 5.11). It can be attributed to high influx rates due to the deglacial condition (e.g. Carvalho and Vesely 2017). Carvajal *et al.* (2009) based on a review of shelf-margin growth, argued that the sediment supply and not the sea level is likely to be the critical limiting factor on the growth of shelf margins, as well as can be a first-order prediction of relative amounts of sand passed to the deepwater setting. Following the proposal of these authors, the studied succession can be classified as moderately deep-water margins, which present a potential to build extensive shelf-margin topsets (shelf and coastal plain), as well as setting up the progradational-aggradational pattern.

5.6.2 Vertical and lateral process variability

The relationship between the sedimentary process assigned to each facies association allows their co-genetic link within the clinoform. The first correlation embraces gravitational deposits, in which mass-transport deposits are assumed to be placed on upper-slope setting since they contain large deltaic-derived blocks. The lateral and vertical relationships among gravitational deposits point to the installation of submarine channels in the middle to lower slope context (e.g. Hubbard *et al.* 2010), filled by deposition of non-cohesive density flows and turbidity currents. In this scenario, the high erosive degree of these slope channel complexes is evidenced by large rip-up clasts of thin-bedded turbidites within the base of HCDF and penecontemporaneous deformations under the CDFD.

The development of concentrated flows, interpreted as hyperpycnal flows (e.g. Mulder and Alexander 2001, Mulder *et al.* 2001) is assigned to release of meltwater evidenced by the presence of striated and faceted clasts, mostly cobbles (e.g. Fallgatter and Paim, 2017). Glaciogenic deposits from meltwater are often related to catastrophic discharge, such as *jökulhlaups* (França *et al.* 1996, Marren 2002, 2005, Vesely 2006, Russell 2007). However, our results point to quasi-steady density flows, suggested by normally/inversely-graded gravelly sandstones and conglomerates. Deposition of quasi-steady flow involves relatively constant discharge for long periods (Kneller and Branney 1995, Mulder and Alexander 2001). It allows the interpreting

sediment supply from semi-continuous flood events produced by glaciofluvial discharge to deep-marine setting (e.g. Carvalho & Vesely 2017, figure 5.13A) instead of grounding-line fan (e.g. Aquino *et al.* 2016, Fallgatter and Paim 2017), considering moreover the genetic link among the deltaic and slope deposits. In this sense, major floods may have developed the concentrated density flows deposits, in which the hyperpycnal flows are produced by meltwater discharge and by-passed transferring the coarse sediment into the deep-water setting, whereas the gravitational process become dominant acting along the slope (e.g. Mutti *et al.* 1996, Hubbard *et al.* 2010, Zavala *et al.* 2011).

Evidence for bypass in the middle slope embraces probable paleochannels filled by HCDF with large rip-up clasts at the base (figures 5.5D and 5.11), as well as erosive structures at the base of CDFD (e.g. Hubbard *et al.* 2010, Bain and Hubbard, 2016), since a link between these deposits is assumed. The stratigraphic relationship between thick turbidites and the CDFD, as well as their paleocurrents, suggests downslope paleoflow to the south-southwest, established through dilution and increase in the turbulence (e.g. Mulder and Alexander 2001, Mulder *et al.* 2001), resulting in thicker beds with structureless or normally-graded sandstones, medium to fine grained. It also may explain the transformation of quasi-steady concentrated density flows into surge-like turbidite deposits (e.g. Mulder and Alexander 2001), through erosion and acceleration (ignition). Additionally, the thin-bedded turbidites can represent the most distal reach of these surge-like currents.

Regardless the petrographic analysis pointing the same composition between mass gravitational-flow and sediment gravitational-flow deposits, the hydrodynamic conditions of the concentrated density-flow development do not agree with the derivation from the cohesive flows, due to the high percentage of fine grains conferring the plastic behavior to the mass-flows (e.g. Carvalho & Vesely 2017). Therefore, we propose that the input of sediments by meltwater discharge possibly triggered the development of mass-transport deposits. It does not exclude that the faceted and striated clasts were supplied initially as ice-rafted debris on first stages of the deglaciation before their incorporation in the mass-flow diamictites (e.g. Mottin *et al.*, 2018).

The genetic association between deltaic progradation and mass-transport deposits, in turn, is corroborated by the presence of allochthonous blocks (boulders) of deltaic origin within the diamictites. However, some of these deposits also comprise

allochthonous blocks of thin-bedded turbidites associated with striated and faceted clast, often within the most homogeneous Dm_(r) facies. This configuration could be the result of mass-failure reworking of the TBT previously deposited, as consequence of the shelf-margin delta instability, which implies the deposition of those homogenous diamictites in more distal reaches, as lower slope and basin floor. This interpretation is well accepted to thick-diamictite successions of glacio-influenced Late Paleozoic basins (e.g. Gama Jr. *et al.* 1992, Eyles *et al.* 1993, Eyles and Eyles 2000, Kneller *et al.* 2004, Suss *et al.* 2014, Carvalho and Vesely 2017), in which is expected the progressive downslope mixing of the sediment evolved to form diamictites, misinterpreted as glaciogenic (e.g. Visser 1983, cf. Rosa *et al.* 2016, Carvalho and Vesely 2017).

Considering the discussion, the meltwater discharge was likely the most significant source of sediment influx and, consequently, a triggering mechanism to slope failure and development, suggested by the relationship between cohesive and non-cohesive density-flow deposits. The advance of the delta system also explains a high sediment supply associated with the glacial to postglacial transition, based on the presence of allochthonous delta-derived blocks in the diamictites, diamictites encased within shoreface deposits and dropstones in the delta-front beds.

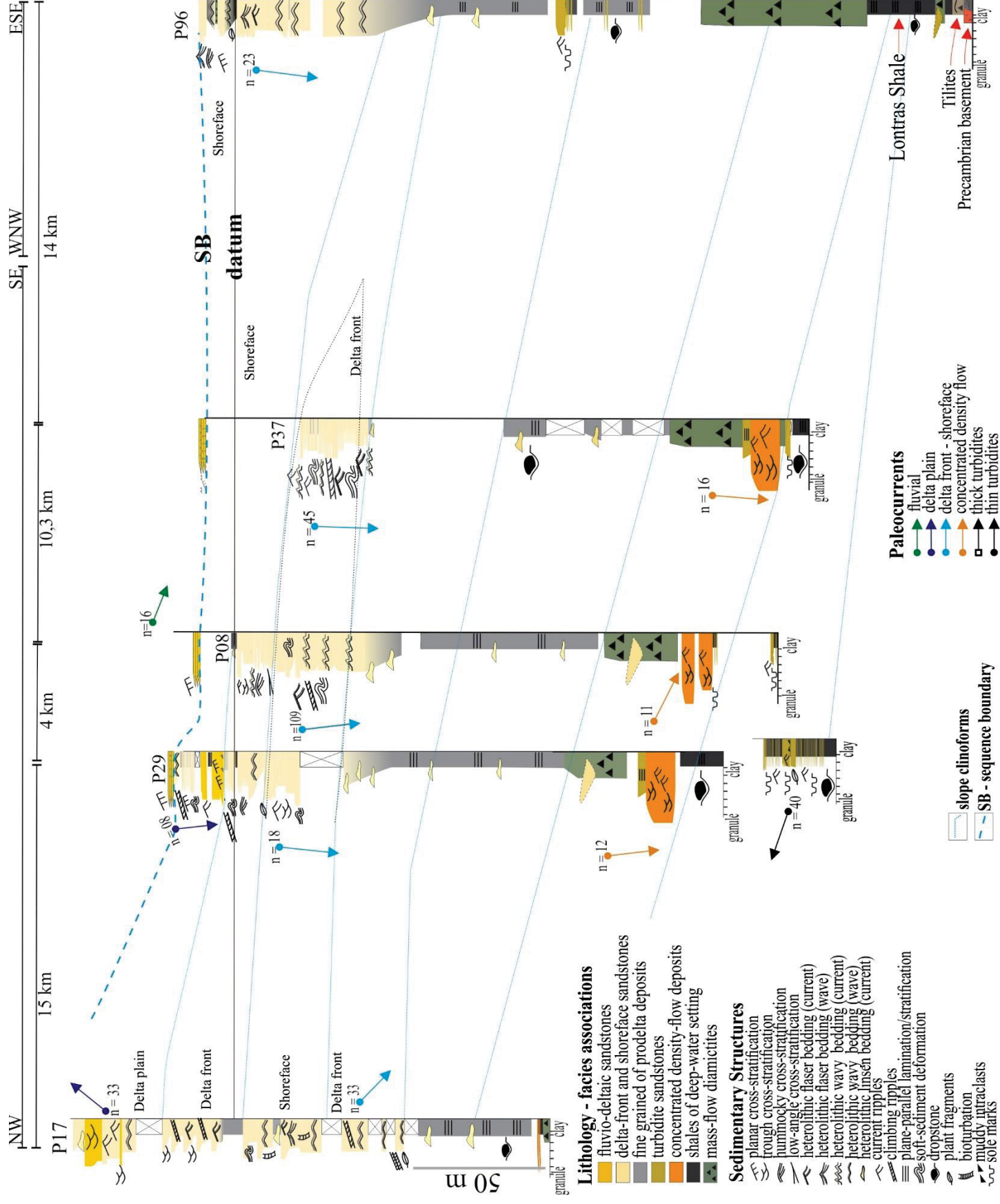


Figure 5.11 - Stratigraphic architecture of the Early Permian succession of the Paraná Basin (southern Brazil). The blue lines mean possible traces of slope clinoforms, embracing the lateral correspondence of coastal-shelf to deep-marine deposits. The position of the localities is in figure 5.2.

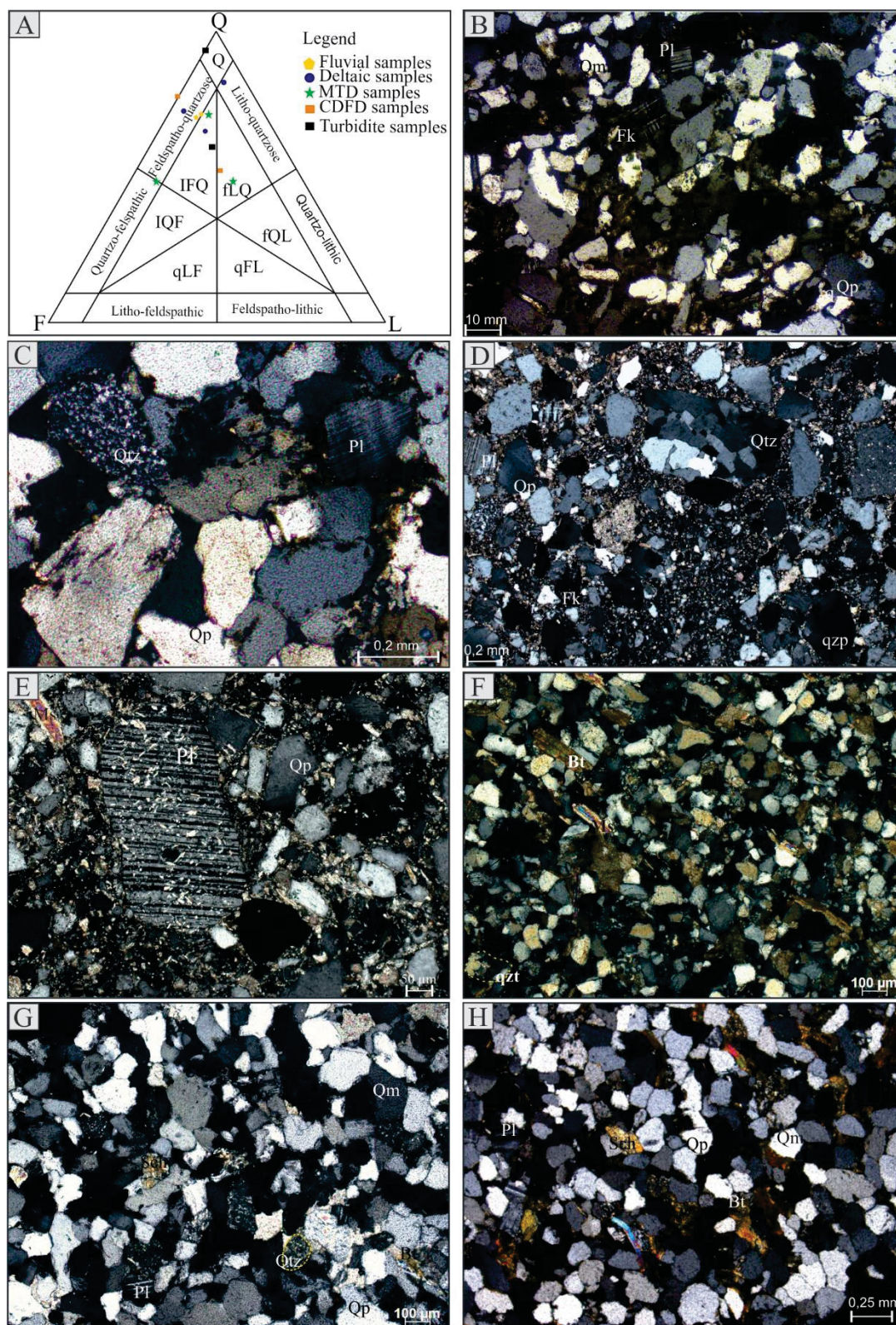


Figure 5.12 - Petrographic analysis of the principal co-genetic facies association within the slope clinoforms architecture. A) QFL detrital modes of sandstones concerning the main facies associations, showing similar composition. B) Turbidite sandstone sample with high polycrystalline quartz content and remain plagioclase and microcline grains. C) CDFD sample in which quartzite and kinked plagioclase grains can be observed. D and E) Poorly sorted sandstone samples of rafted blocks within mass-transport deposits; note the presence of oversized grains of quartzite and plagioclase. F and G) Delta-front sandstone samples in which the biotite content can reach to 21% (F), and still recognizable metamorphic-derived grains (G). H) Fluvial sandstone sample showing detrital grains of biotite and muscovite, as well grains of plagioclase and remain polycrystalline quartz. Qm=monocrystalline quartz; Qp=polycrystalline quartz; Plg=plagioclase; FK=K-feldspar; Qtz=quartzite fragment; Sch= Schist fragments; Sl= Sedimentary-lithic fragments; Bt=biotite; Ms= muscovite. All photomicrographs crossed polars.

Table 5.3 - Summary of point-count data of sandstones from the Early Permian succession of southern Brazil.

Grain composition (recalculated to 100% of the framework fraction) ^a										
Samples	Qp	Qm	Pl	FK	Qtz	Sch	Sl	Bt	Ms	Otr
Turbidite sandstone 01	45	20	04	02	Tr	Tr	00	17	12	Tr
Turbidite sandstone 02	52	07	14	06	15	03	01	Tr	1	Tr
CDFD sandstone 01	45	06	15	08	16	Tr	08	0	Tr	Tr
CDFD sandstone 02	25	50	22	00	00	00	00	00	03	Tr
MTD sandstone block 01	36	35	16	01	06	05	00	01	00	Tr
MTD sandstone block 02	23	22	15	09	30	00	00	00	00	1
MTD sandstone block 02	42	05	39	03	08	00	00	00	03	Tr
Delta-front/shoreface sandstone 01	25	32	18	00	12	00	00	Tr	12	01
Delta-front/shoreface sandstone 02	12	49	03	03	03	05	00	21	04	Tr
Delta-front/shoreface sandstone 03	33	29	20	04	00	04	00	07	02	Tr
Fluvial sandstone 01	53	13	07	15	07	01	00	01	03	Tr
Fluvial sandstone 02	58	07	06	11	08	01	00	06	03	Tr

^a Key to grain types: Qm=monocrystalline quartz; Qp=polycrystalline quartz; Plg=plagioclase; FK=K-feldspar; Qtz=quartzite fragment; Sch= Schist fragments; Sl= Sedimentary-lithic fragments; Bt=biotite; Ms= muscovite; Otr=others (accessory minerals, as zircon and fluorite). Tr = < 0,5 %.

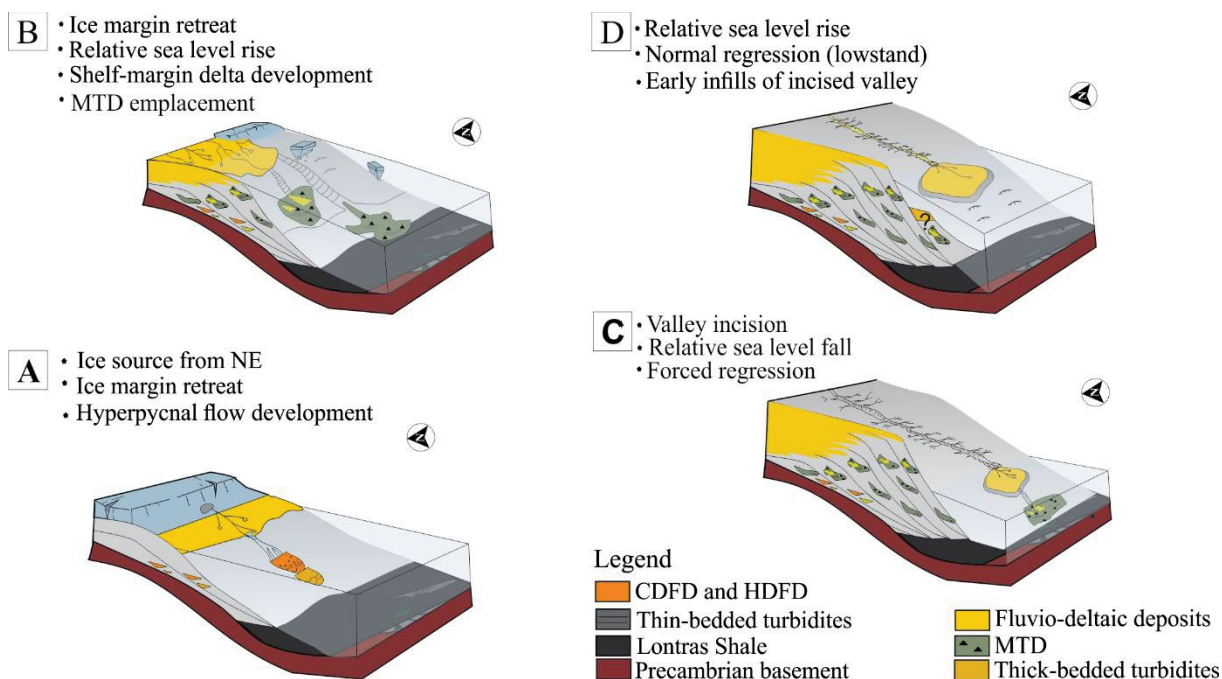


Figure 5.13 - Proposed model for the development of clinoforms with the indication of the facies associations and depositional environments observed on the Early Permian succession of Paraná Basin (southern Brazil).

5.7 CONCLUSIONS

From the disconnected outcrop analysis of the Early Permian succession of the Paraná Basin, southern Brazil, it was possible to document the slope clinoform stratigraphic architecture of co-genetic fluvio-deltaic and deep-marine deposits. The stratigraphic analysis through facies association definition, stacking pattern and paleocurrents dispersal trend, were enough to the delimitation of the clinoform architecture and provided contributions regarding the transference of sediment from fluvio-deltaic environment to the deep-water setting, as summarized below.

- The examined succession comprises facies associations regarding co-genetic related deposits, developed after Lontras Shale deposition, composed of, on vertical stratigraphic order: thin and thick-bedded turbidites, hyperconcentrated and concentrated density-flows deposits (deglacial), mass-transport deposits, fine-grained prodeltaic beds, delta-front and shoreface sandstones, delta-plain deposits, and fluvial beds resting on incised valleys (the uppermost sequence boundary).
- As a consequence of a sea-level rise related to ice melting, the gravitational density-flows was developed, promptly followed by progradational-aggradational stacking pattern of the deltaic wedge. Likewise, the high rate of sediment influx from meltwater discharge may have been the main triggering factor for the development of mass-transport deposits. Thus, these mass-flows do not evolve downslope to turbidity currents or non-cohesive density flows. This configuration was suitable for building the relief of the slope system.
- The allochthonous deltaic blocks within diamictites corroborate the co-genetic link between deltaic and mass-flow deposits and point to shelf-edge margin deltas susceptible to mass-failure due to the progradation on normal instead of forced regression, as a response to the postglacial conditions.
- The transformation of quasi-steady concentrated density flows into surge-like turbidites deposits is attributed to the dilution, erosion, acceleration, and increase

in turbulence slope flow below. In this context, the thin-bedded turbidites can represent the most distal reach of these surge-like turbidity currents.

DATA AVAILABILITY

Datasets related to the localities described to construct this paper can be found in the supplementary data named *Anexo II*.

5.8 REFERENCES

- Ainsworth, R.B., Sanlung, M., Theo, S., Duivenvoorden, C. 1999. Correlation techniques, perforation strategies, and recovery factors: An integrated 3-D reservoir modeling approach Sirkit Field, Thailand. *American Association of Petroleum Geologists* 83, 535-1551.
- Allen, J.R.L. 1991. The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 291-295.
- Aquino, C.D., Valdez B.V., Faccini, U.F., Milana, J.P., Paim, P.S.G. 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 180-200.
- Bain, H.A.; Hubbard. S.M. 2016. Stratigraphic evolution of a long-lived submarine channel system in the Late Cretaceous Nanaimo Group, British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology* 337, 113-132.
- Basei, M.A.S, Nutman, A., Siga Júnior, O., Passarelli, C.R., Drukas, C. O. 2016. The evolution and tectonic setting of Luis Alves Microplate of southeastern Brazil: An exotic terrane during the assembly of Western Gondwana. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global changes and evolution: a focus on South Western Gondwana*. Elsevier, Amsterdam, pp. 273-287.
- Benton, M., Harper, D. 1997. *Basic paleontology*. Addison Wesley Longman, Harlow, 342 pp.
- Berton, F., Vesely, F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinoforms from northern Santos Basin, offshore Brazil: Evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology* 78, 356-372.

- Bhattacharya, J.P. 2010 Deltas. In: James N, Dalrymple R. (Eds.), *Facies models*. Geological Association of Canada, pp. 233-264.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G (Eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, pp. 237-292.
- Bhattacharya, J.P. 1991. Regional to subregional facies architecture of river-dominated deltas in the Alberta subsurface, Upper Cretaceous Dunvegan Formation. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 189–206.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysh deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Boyd, R. Dalrymple, R.W., Zaitlin, B. A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G. (Eds.). *Facies models revisited*, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, pp. 171–235.
- Buso, V.V., Aquino, C. D., Paim, P.S.G., Souza, P. A., Mori, A. L., Fallgatter, C, Milana, J. P., Kneller, B. 2017. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.09.00.
- Canuto, J.R., Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C. 2001. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 107-116.
- Carvajal, C.R., Steel, R.J. 2006. Thick turbidite successions from supply-dominated shelves during sea-level highstand. *Geology* 34, 665-668.
- Carvajal, C., Steel, R., Petter, A. 2009. Sediment supply: The main driver of shelf-margin growth. *Earth-Science Reviews* 96, 221–248.
- Carvalho, A.H., Vesely, F.F., 2017. Facies relationship recorded in a Late Paleozoic fluvio-deltaic system (Parana Basin, Brazil): insights into the timing and triggers of subaqueous sediment gravity flows. *Sedimentary Geology* 352, 45-62.
- Castro, J. C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Rio Claro. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 147 pp.

- Castro, J.C. 1980. Fácies, ambientes e sequências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, Anais, pp. 283-299.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375pp.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília. Brasília, Anais, pp. 359-412.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130–1146.
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62, 265–281.
- D'Ávila, R.S.F., Paim, P.S.G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: Paim P.S.G., Faccini U. F., Netto R. G. (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares*. Unisinos, São Leopoldo, pp. 93-121.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, Reidel, Dordrecht, 148, pp. 333–361.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefabregas, C. 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain: *Sedimentary Geology* 127, 127-169.
- Eyles, C.H., Eyles, N. 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology* 47, 343–356.
- Eyles N., Eyles C.H., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology* 40, 1-25.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Fallgatter, C., Paim, P.S.G. 2017 On the origin of the Itararé Group basal unconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná

Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.02.039.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. 2008. Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.* 441, 343–354.

Fielding, C.R., Trueman, J., Alexander, J. 2005. Sharp-based mouth bar sands from the Burdekin River Delta of northeastern Australia: extending the spectrum of mouth bar facies, geometry, and stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 75, 55–66.

França, A.B., Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras* 2, 147-191.

França, A.B., Winter W.R., Assine M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vilha Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 43-46.

Gama Jr., E.G. Perinotto, J.A.J., Ribeiro, H.J.P.S., Padula, E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: trato de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 228-236.

García-García, F., Corbí, H., Soria, J.M., Viseras, C. 2011. Architecture analysis of a river flood-dominated delta during an overall sea-level rise (early Pliocene, SE Spain). *Sedimentary Geology* 237, 102–113.

Garzanti, E. 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology* 336, 3-13.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L., Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829-844.

Helland-Hansen, W. 1992. Geometry and facies of Tertiary clinoforms, Spitsbergen. *Sedimentology* 39, 1013-1029.

Helland-Hansen, W., Hampson, G.J. 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* 21, 454-482.

Hiscott, R.N. 1995. Traction-carpet stratification in turbidites fact or fiction? (reply). *Journal of Sedimentary Research* 65, 704-705.

Hiscott, R.N. 1994. Traction-carpet stratification in turbidites – fact or fiction? *Journal of Sedimentary Research* 64, 204-208.

- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Science* 29, 381-399.
- Holz, M., Küchle, J., Philipp, R.P., Bischoff, A.P., Arima, N. 2006. Hierarchy of control on stratigraphic signatures: base-level changes during Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 185-204.
- Hubbard, S.M., Fildani, A., Romans, B.W., Covault, J.A., McHargue, T.R. 2010. High-relief slope clinoform development: insights from outcrop, Magallanes Basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research* 80, 357-375.
- Johannessen E.P., Steel R.J. 2005. Shelf-margin clinoforms and prediction of deep water sands. *Basin Research* 17, 521-550.
- Kineke, G.C., Woolfe, K.J., Kuehl, S.A., Milliman, J.D., Dellapenna T.M., Purdon, R.G. 2000. Sediment Export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent dispersal system. *Continental Shelf Research* 20, 2239–2266.
- Kneller, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implication for reservoir prediction. In: Hartley, A. J. and Prosser, D. J. (Eds.). *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society Special Publication, pp. 31-49.
- Kneller, B.C., Buckee, C. 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, 62–94.
- Kneller, B.C., Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology* 42, 607–616.
- Kneller, B., Milana, J.P., Buckee, C. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. *GSA Bulletin* 116, 348–367.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. and Ravenne, C. 1988. Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology* 35, 73-84.
- Lowe, D.R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, 765–776.

- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Lowe, D.R., Guy, M. 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology* 47, 31-70.
- Marren, P.M. 2005. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews* 70, 203–251.
- Marren, P.M. 2002. Fluvial-lacustrine interaction on Skeiðarársandur, Iceland: implications for sandur evolution. *Sedimentary Geology* 149, 43–58.
- Martinsen, O. 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman e Hall, London, pp. 127–165.
- McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (Eds.). *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 7, pp. 13–42.
- Medeiros, R.A., Thomaz Filho, A. 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais, v.3. pp. 3-32.
- Miall, A. D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd. Springer Verlag, New York, 668p.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Middleton, G.V. 1967. Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 475-505.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.). *Turbidity and deep-water sedimentation*. Los Angeles, SEPM, pp. 1-38.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.L., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 1, 265-287.

- Mori, A.L.O., Souza, P.A. de, Marques, J.C., Lopes, R. da C. 2012. A new U e Pb age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná a Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwana correlations. *Gondwana Research* 21, 654-669.
- Mottin, T.E., Vesely, F.F., Rodrigues, M.C.N., Souza, P.A. 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 490, 488-504.
- Mulder, T., Alexander, J. 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans: *Journal of Geology* 103, 285–298.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Migeon S., Faugères J.C., Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mulder T., Migeon S., Savoye B., Faugères, J.C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86-93.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstones. AGIP and Università di Parma, Parma, 275 pp.
- Mutti, E., Tinterri, R., Magalhaes, P. M., Basta, G. 2007. Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. Search and Discovery Article, Adapted from Extended Abstract prepared for presentation at AAPG Annual Convention, Long Beach, pp. 1-7.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevenelli, G., di Biase, D., Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733–755.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche* 48, 233–291.
- Neill, C. F., Allison, M. A. 2005. Subaqueous deltaic formation on the Atchafalaya Shelf, Louisiana. *Marine Geology* 214 (4), 411-430.
- Nemec, W. 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes. In: Oti, M.N., Postma, G. (Eds.), *Geology of Deltas*. Rotterdam, Balkema, pp. 31–93.

- Nemec, W. 1990. Aspects of sediments movements on steep delta slopes. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.). *Coarse-Grained deltas*. International Association of Sedimentologists (Special Publication 10), pp. 29-73.
- Neves, J.P., Anelli, L.E., Simões, M.G. 2014. Early Permian post-glacial bivalve faunas of the Itararé Group, Parana Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 203-233.
- Nichols, G.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195, 75-90.
- Olariu, C., Steel, R. 2009. Influence of point-source sediment-supply on modern shelf-slope morphology: implications for interpretation of ancient shelf margins. *Basin Research* 21, 484-501.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P. 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76, 212-233.
- Olariu, C., Steel, R., Vann, N. K., Winter, R., Tudor, E. P., Shin, M. 2016. Recognition of clinoforms in outcrops; illustrated from Jurassic Las Lajas – Los Molles Formations, Sothern Neuquen Basin, Argentina. *GSA Annual Meeting in Denver, Colorado, USA*. Paper N° 292-11.
- Olariu, C., Steel, R.J., Petter, A.L. 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG Bulletin* 94, 819-845.
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M. 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48, 465-478.
- Plink-Björklund., P., Steel, R.J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology* 165, 29–52.
- Plink-Björklund, P., Ronnert, L. 1999. Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215-234.
- Plink-Björklund. P., Mellere D., Steel A.J. 2001. Turbidite variability and architecture of sand-prone, deep-water slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Research* 71(6), 895-912.
- Plint, A.G. 2000. Sequence stratigraphy and paleogeography of a Cenomanian deltaic complex: the Dunvegan and lower Kaskapau formations in subsurface and

- outcrop, Alberta and British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 47, 43-79.
- Plummer, P.S., Gostin, V.A. 1981. Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 1147-1156.
- Porebski, S.J., Steel, R.J. 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 76, 390-403.
- Posamentier, H.W., Martinsen, O. 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. In: Shipp R.C., Weimer P., Posamentier H.W. (Eds.). *Mass-transport deposits in deepwater settings*. SEMP (Society for Sedimentary Geology) Special Publications 96, pp. 7–38.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology* 58, 47–61.
- Puigdomenech, C.N., Carvalho, B., Paim, P.S.G., Faccini, U.F. 2014. Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 44, 529–544.
- Rich, J.L. 1951. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geological Society of America Bulletin* 62, 1-20.
- Rocha-Campos, A.C., Rössler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 9, 1-16.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A. 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56, 737-764.
- Rosa, L.E.M., Vesely, F.F., França, A.B. 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms of the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology* 46, 147-166.
- Rossi, V. M., Steel R. J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63, 824-864.
- Russell, A.J., 2007. Controls on the sedimentology of an ice-contact jökulhlaup-dominated delta, Kangerlussuaq, West Greenland. *Sedimentary Geology* 193, 131–148.

- Salamuni, R., Marques Filho P.L., Sobanski A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro - PR e Mafra - SC. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia 15, 1-19.
- Santos, P.R. Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeodimatology, Palaeoecology* 125, 165-184.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, pp. 41-65.
- Schwarz, E., Arnott, R.W.C. 2007. Anatomy and evolution of a slope channel complex set (Neoproterozoic Isaac Formation, Windermere Supergroup, Southern Canadian Cordillera): implications for reservoir characterization. *Journal of Sedimentary Research* 77, 89-109.
- Scomazzon, A.K., Wilner, E., Purnell, M., Nascimento, S., Weinschütz, L.C., Lemos, V.B., Souza, F.L.de., Silva, C.P. da. 2013. First report of conodont apparatuses from Brazil – Permian of Paraná Basin, Itararé Group, Lontras shale – Evidence of Gondwana Deglaciation. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial nº13*, pp. 99-102.
- Shanmugam, G. 2015. The landslide problem. *Journal of Palaeogeography* 4, 109-166.
- Shanmugam, G. 2006. Deep-water processes and facies models, implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.
- Shanmugam, G. 1996. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research* 66, 2-10.
- Shanmugam, G., Moiola, R. J. 1988. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews* 24, 383-428.
- Simões, M.G., Neves, J.P., Anelli, L.E., Weinschutz, L.C. 2012. Permian bivalves of the Taciba Formation, Itararé Group, Parana Basin, and their biostratigraphic significance. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 12, 71-82.
- Sobiesiak, M. S., Kneller, B. G., Alsop I, Milana, J. P. 2016. Internal deformation and kinematic indicators within a tripartite mass transport deposit, NW Argentina. *Sedimentary Geology* 344, 364-381.
- Sohn, T.K. 1999. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Lorento basin, Baja California Sur, Mexico. *Discussion. Sedimentology* 46, 757–761.

- Sohn, T.K. 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 67, 502–509.
- Souza, P.A. 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 138, 9-29.
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2005. Progress on palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77, 353-365.
- Souza, P.A., Vesely, F.F., Assine, M.L. 1999. Contribuição palinológica ao conhecimento do Subgrupo Itararé na Serra dos Paes, sul do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico* 20, 21-7.
- Steel, R., Olsen, T. 2002, Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands. In: Armentrout, J.M., Rosen, N.C. Sequence stratigraphic models for exploration and production: Evolving methodology, emerging models and applications histories. Gulf Coast Section SEPM Proceedings, 22nd Annual Research Conference, pp. 367–380.
- Steel, R.J., Carvajal, C. Petter, A.L., Uroza, C. 2008. Shelf and shelf-margin growth in scenarios of rising and falling sea level. *SEPM Special Publication nº 90*, pp. 47–71.
- Steel, R.J., Crabaugh, J.P., Schellpeper, M., Mellere, D., Plink-Bjorklund, P., Deibert, J., LØseth, T.M. 2000. Deltas versus rivers on the shelf edge: their relative contributions to the growth of shelf margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen). *GCS-SEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deepwater Reservoirs of the World*, Houston, pp. 981-1009.
- Suss, J. F.; Vesely, P. S. G.; Catharina, A. S. Assine, M. L.; Paim, P. S. G. 2014. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): Sedimentação gravitacional em contexto marinho deltaico sob a influência glacial. *UNESP, Geociências* 33, 701-719.
- Van Heerden, I.L., Roberts, H.H. 1988. Facies development of Atchafalaya delta, Louisiana: a modern bayhead delta. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 72, 439–453.
- Vesely, F.F. 2007. Sistemas subaquosos alimentados por fluxos hiperpicnais glaciogênicos: modelo deposicional para arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 7-25.

- Vesely, F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 pp.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Mottin, T. E., Rodrigues, M. C. N. L., Schemiko, D. C. B., Rosa, E. L. M., Carvalho, A. H., Kipper, F., Souza, P. A., Iannuzzi, R, Paim, P. S. G., Isbell, J., Fedorchuk, N., Montanez, I., Griffis, N., Mundil, R. 2017. Late Paleozoic tectonics, glaciation and sedimentation in the Paraná Basin: latest advances. X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, pp. 01-01.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Kipper, F., Assine, M. L., Souza, P. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology* 326, 45-63.
- Visser, N.J. 1983. Glacial marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, South Africa. In: Molnia, B.F. (Ed.). *Glacial-marine Sedimentation*. Plenum, New York, pp. 667–702.
- Wilner, E., Lemos, V.B., Scmazzon, A.K. 2016. Associações naturais de conodontes *Mesogondolella* spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná. *Gaea* 9, 30-36.
- Wilner, E.; Weinschütz, L. C. Ricetti, J. H. Z. 2012. Análise geoquímica do folhelho Lontras em Mafra, SC; Interpretações preliminares e constatações de sua fossilização. *PALEO 2012, Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia* 66, 107-108.
- Wright, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America, Bulletin* 88, 857–868.
- Zacharias, A. A., Assine, M. L. 2005. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 573-583.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero Diaz, H., Contreras, C. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: Slatt, R.M., Zavala, C. (Eds.). *Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the Delivery System*. AAPG Studies in Geology 61, pp. 31–51.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rosayo Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76, 41–59.
- Zuffa G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (Ed). *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, Reidel, Dordrecht 148, pp. 165-189.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da sucessão permocarbonífera da Bacia do Paraná, sul do Brasil, possibilitou a investigação detalhada das etapas finais da sedimentação da *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA) no sudoeste do supercontinente Gondwana. A delimitação da arquitetura em clinoformas, verificada na transição Itararé-Rio Bonito, forneceu contribuições sobre a transferência de sedimentos para águas profundas e a correspondência genética entre essas duas unidades. Em geral, a sucessão estudada abrange duas sucessões deposicionais, relacionadas a diferentes margens de gelo, mas com o mesmo depocentro, na localidade do Rio do Sul.

A primeira sucessão, na região de Rio do Sul-Alfredo Wagner (sudeste), tem os tilitos subglaciais como expressão do máximo avanço glacial e cuja base corresponde ao limite de sequência inferior (SB). Sobre esses estratos, ocorrem principalmente depósitos de fluxos gravitacionais não-coesivos, com paleocorrentes para norte-noroeste, seguidos de folhelhos negros (Folhelho Lontras). Acima dessa máxima inundação, estão dispostos turbiditos delgados e espessos, depósitos de transporte em massa (DTM) e arenitos flúvio-deltaicos, com paleocorrentes para norte-noroeste e oeste, que são sobrepostos por vales fluviais incisos (limite de sequência superior SB'). A segunda sucessão, em Presidente Getúlio (norte), desenvolvida acima do Folhelho Lontras, possui um padrão de empilhamento semelhante, com paleocorrentes para sudoeste, porém a sedimentação foi iniciada com depósitos de fluxos densos concentrados, derivados de processos deglaciais, que evoluíram talude abaixo para turbiditos. Estes depósitos são sobrepostos por DTM e depósitos flúvio-deltaicos desenvolvidos em regressão normal (*highstand*), em que a planície deltaica é erodida pelos vales fluviais incisos (SB'), e cuja cunha de regressão forçada foi provavelmente obliterada.

A partir do estudo de detalhe na região norte da área, foi possível estabelecer a relação entre os depósitos gravitacionais. Sugere-se que a alta taxa de influxo de sedimentos provenientes da deglaciação, representada pelos depósitos de fluxo densos não-coesivos (DFDC e DFHC), pôde ter funcionado como principal fator desencadeador do desenvolvimento dos depósitos de transporte em massa. As condições hidrodinâmicas do desenvolvimento do fluxos densos não-coesivos não concordam com a derivação a partir de fluxos coesivos, devido à alta porcentagem de grãos finos que conferem comportamento plástico aos fluxos de massa. Assim, os

DTM não evoluíram talude abaixo para fluxos gravitacionais de sedimento. Por outro lado, a transformação de fluxos densos concentrados em correntes turbidíticas (tipo *surge*) é atribuída à diluição, erosão, aceleração e ao aumento da turbulência do fluxo em direção ao depocentro da bacia. Neste contexto, os turbiditos delgados podem representar o alcance mais distal dessas correntes. A relação genética entre os estratos deltaicos e os DTM, por sua vez, é verificada pela presença de blocos de arenitos deltaicos (matações) imersos na matriz dos diamictitos.

Com base em dados de paleocorrentes e mapas de atributos, propõe-se um preenchimento convergente ao depocentro de Rio do Sul, melhor expresso na transição Itararé-Rio Bonito. Os mapas de percentual de arenitos e conglomerados associados às paleocorrentes, bem como o mapa de isópacas do intervalo entre o Folhelho Lontras e SB', apontam para o incremento de influxo sedimentar a partir de nordeste durante o preenchimento do depocentro, provavelmente condicionado pela Zona de Cisalhamento Caçador, com direção NW-SE. Desta forma, sugere-se um depocentro de direção NW-SE, na região de Rio do Sul, preenchido por sistemas deltaicos provenientes de nordeste (preenchimento transversal) e sudeste (preenchimento axial). Nesse contexto, os mapas de paleocorrentes e atributos podem corroborar o soerguimento tectônico da porção nordeste da área de estudo, anteriormente relatado por vários autores.

Postula-se ainda existência de centros de gelo menores controlados por paleotopografias durante a LPIA na Bacia do Paraná. Sugere-se uma fonte glacial a partir de SE ao tempo da deposição da Formação Maфра, devido às estrias glaciais com sentido NW. Assim como, ao menos duas fontes glaciais ao tempo da transição entre as formações Rio do Sul e Rio Bonito, uma delas posicionada a nordeste, com base nos clastos facetados e estriados dentro de depósitos de fluxos densos concentrados, os quais possuem paleocorrentes com sentido SW. O outro foco, por sua vez, estaria localizado a leste, baseado em estrias glaciais de direção oeste-leste sobre camadas de turbiditos com *till pellets*.

Por fim, com base na evolução tectono-estratigráfica da sucessão estudada o limite litoestratigráfico entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito estabelecido nos primeiros corpos de areia deltaicos não se aplica. Neste cenário, a relação genética entre os depósitos marinhos profundos glacio-influenciados (Itararé) e os sistemas flúvio-deltaicos (Rio Bonito) aponta para contínua evolução da deposição dentro de uma mesma sequência deposicional.

REFERÊNCIAS

- Ainsworth, R.B., Sanlung, M., Theo, S., Duivenvoorden, C. 1999. Correlation techniques, perforation strategies, and recovery factors: An integrated 3-D reservoir modeling approach Sirkit Field, Thailand. *American Association of Petroleum Geologists* 83, 535-1551.
- Allen, J.R.L. 1991. The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 291-295.
- Almeida, F. F. M., 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia* 5, 112-118.
- Almeida, F.F.M. 1945. Episódio da última época interglacial permocarbonífera no Paraná. *DGM/DNPM, Notas Preliminares e Estudos* 27, 1-18.
- Amato, J. 2017. Using AMS to help interpret glaciogenic deposits of the Late Paleozoic ice age in the Paraná Basin, Brazil. Master Thesis. The University of Wisconsin-Milwaukee, 161pp.
- Aquino, C.D., Valdez B.V., Faccini, U.F., Milana, J.P., Paim, P.S.G. 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 180-200.
- Asmus, H.E. 1967. Geologia de semi-detalhe da região de Dr. Pedrinho – Barra do Prata – Itaió Grande – Serra do Espigão. *DESUL/SETEX, Rel. nº 354. Petrobrás.*
- Barbosa, O. 1940. Estrias produzidas por gelo permi-carbonífero. *Mineração e Metalurgia* 4, 272-273.
- Bain, H.A.; Hubbard. S.M. 2016. Stratigraphic evolution of a long-lived submarine channel system in the Late Cretaceous Nanaimo Group, British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology* 337, 113-132.
- Basei, M.A.S, Nutman, A., Siga Júnior, O., Passarelli, C.R., Drukas, C. O. 2016. The evolution and tectonic setting of Luis Alves Microplate of southeastern Brazil: An exotic terrane during the assembly of Western Gondwana. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global changes and evolution: a focus on South Western Gondwana*. Elsevier, Amsterdam, pp. 273-287.
- Benton, M., Harper, D. 1997. *Basic paleontology*. Addison Wesley Longman, Harlow, 342 pp.

- Berton, F., Vesely, F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinoforms from northern Santos Basin, offshore Brazil: Evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology* 78, 356-372.
- Bhattacharya, J.P. 2010 Deltas. In: James N, Dalrymple R. (Eds.), *Facies models*. Geological Association of Canada, pp. 233-264.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G (Eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, pp. 237-292.
- Bhattacharya, J.P. 1991. Regional to subregional facies architecture of river-dominated deltas in the Alberta subsurface, Upper Cretaceous Dunvegan Formation. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 189–206.
- Bhattacharya, J.P., Maceachern, J.A. 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 79 (4): 184-209.
- Blum, M.D., Price, D.M. 1998. Quaternary alluvial plain construction in response to glacio- eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coastal Plain. In: K. W Shanley, P.J. McCabe (Eds.), *Relative Role of Eustasy Climate and Tectonism in Continental Rocks*, SEPM Special Publication 59, 31-48.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysh deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Boyd, R. Dalrymple, R.W., Zaitlin, B. A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G. (Eds.). *Facies models revisited*, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, pp. 171–235.
- Buso V.V., Aquino, C. D., Paim, P.S.G., Souza, P. A., Mori, A. L., Fallgatter, C, Milana, J. P., Kneller, B. 2017. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.09.00.
- Cagliari, J., Philipp R.P., Valdez B.V., Netto, R.G., Hillebrand P., Lopes C.R, Basei, M.A.S., Faccini, U.F. 2016. Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: evidence from new U–Pb dates. *Journal of the Geological Society*, 173, 871-874.
- Campos, L., Milani, E., Toledo, M., Queiroz, R., Catto, A., Selke, S. 1998. Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná. *Rio Oil & Gas Conference*. Brazilian Petroleum Institute (IBP), Rio de Janeiro, pp. 1–7.

- Canuto, J.R. 1993. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 183 pp.
- Canuto, J.R., Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C. 2001. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 107-116.
- Carvajal, C.R., Steel, R.J. 2006. Thick turbidite successions from supply-dominated shelves during sea-level highstand. *Geology* 34, 665-668.
- Carvajal, C., Steel, R., Petter, A. 2009. Sediment supply: The main driver of shelf-margin growth. *Earth-Science Reviews* 96, 221–248.
- Carvalho, A.H., Vesely, F.F., 2017. Facies relationship recorded in a Late Paleozoic fluvio-deltaic system (Parana Basin, Brazil): insights into the timing and triggers of subaqueous sediment gravity flows. *Sedimentary Geology* 352, 45-62.
- Castro, J. C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Rio Claro. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 147 pp.
- Castro, J.C. 1980. Fácies, ambientes e sequências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, Anais, pp. 283-299.
- Catuneanu O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375pp.
- Crowell, J. 1999. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system. Geological Society of America Memoir 192, Boulder, 106 p.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília. Brasília, Anais, pp. 359-412.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130–1146.
- Dasgupta, P., 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62, 265–281.

- D'Ávila, R. S. F. 2009. Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Doutor Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. Tese (Doutorado), Unisinos, São Leopoldo, pp. 245.
- D'Ávila, R. S. F., Paim, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: Paim P. S. G., Faccini U. F., Netto R. G. (Eds.). Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares. Unisinos, São Leopoldo, pp. 93-121.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of arenites. NATO ASI Series, Reidel, Dordrecht, 148, pp. 333–361.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefabregas, C. 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sedimentary Geology* 127, 127-169.
- Embry, A.E. 2002. Transgressive – regressive (TR) sequence stratigraphy. In: SEPM Annual Gulf Section – Bob. F, Perkins Research Conference.
- Eyles, C.H., Eyles, N. 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology* 47, 343–356.
- Eyles N., Eyles C.H., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology* 40, 1-25.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Fallgatter, C., Paim, P.S.G. 2017 On the origin of the Itararé Group basal unconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.02.039.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. 2008. Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.* 441, 343–354.
- Fielding, C.R., Trueman, J., Alexander, J. 2005. Sharp-based mouth bar sands from the Burdekin River Delta of northeastern Australia: extending the spectrum of mouth bar facies, geometry, and stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 75, 55–66.

- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 274.
- França, A.B., Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras* 2, 147-191.
- França A.B., Winter W.R., Assine M. L. 1996. Arenitos Lapa-Vilha Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 43-46.
- Fritz, W. J. e Moore, J. N. 1988. *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. New York, John Wiley and Sons, 371p.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73:125-142.
- García-García, F., Corbí, H., Soria, J.M., Viseras, C. 2011. Architecture analysis of a river flood-dominated delta during an overall sea-level rise (early Pliocene, SE Spain). *Sedimentary Geology* 237, 102–113.
- Garzanti, E. 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology* 336, 3-13.
- Gesicki, A.L.D., Riccomini, C., Boggiani, P.C., 2002. Ice flow direction during the late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 14, 933-939.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M. S., Sarker, M. H. 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sedimentary Geology* 155, 301–316.
- Goodbred Jr., S.L. Kuehl, S.A. 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology* 133, 227–248.
- Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S.A., and Crowley, J.L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin* 122, 1480-1498.
- Hampton, M. A., Lee, H. J., Locat, J. 1996. Submarine landslides. *Rev. Geophys.* 34, 33–59.

- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L., Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829-844.
- Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W., Barker, S. 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. *Mar. Petrol. Geol.* 26, 1900-1918.
- Helland-Hansen, W. 1992. Geometry and facies of Tertiary clinothems, Spitsbergen. *Sedimentology* 39, 1013-1029.
- Helland-Hansen W., Hampson G.J. 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* 21, 454-482.
- Hiscott, R.N. 1995. Traction-carpet stratification in turbidites fact or fiction? (reply). *Journal of Sedimentary Research* 65, 704-705.
- Hiscott, R.N. 1994. Traction-carpet stratification in turbidites – fact or fiction? *Journal of Sedimentary Research* 64, 204-208.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Science* 29, 381-399.
- Holz, M., Souza, P.A., Iannuzzi, R. 2008. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the late Carboniferous to Early Permian glacial successions (Itararé Subgroup) at the easternsoutheastern margin of the Paraná Basin, Brazil. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in time and space*. Geological Society of America Special Publication 441, pp.115-129.
- Holz M., Küchle J., Philipp R.P., Bischoff A.P., Arima, N. 2006. Hierarchy of control on stratigraphic signatures: base-level changes during Early Perminan in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 185-204.
- Hubbard S.M., Fildani A., Romans B.W., Covault J.A., McHargue T.R. 2010. High-relief slope clinoform development: insights from outcrop, Magallanes Basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research* 80, 357-375.
- Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research* 22, 1-19.

- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A. 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? *Geological Society of America Special Papers* 370, 5-24.
- Johannessen E.P., Steel R.J. 2005. Shelf-margin clinoforms and prediction of deep water sands. *Basin Research* 17, 521-550.
- Jones, G.E.D., Hodgson D.M., Flint S.S. 2015. Lateral variability in clinoform trajectory, process regime, and sediment dispersal patterns beyond the shelf-edge rollover in exhumed basin margin-scale clinothems. *Basin Research* 27, 657–680.
- Kineke, G.C., Woolfe, K.J., Kuehl, S.A., Milliman, J.D., Dellapenna T.M., Purdon, R.G. 2000. Sediment Export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent dispersal system. *Continental Shelf Research* 20, 2239–2266.
- Kneller, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implication for reservoir prediction. In: Hartley, A. J. and Prosser, D. J. (Eds.). *Characterization of deep marine clastic systems*. Geological Society Special Publication, pp. 31-49.
- Kneller, B., Milana, J.P., Buckee, C. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. *GSA Bulletin* 116, 348–367.
- Kneller, B.C., Buckee, C. 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, 62–94.
- Kneller, B.C. and Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology* 42, 607–616.
- Komar, P. D. 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82:1477–1488.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. and Ravenne, C. 1988. Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology* 35, 73-84.
- Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. *DNPM/DFPM Boletim*, 21: 1-47.
- Limarino, C.O., Césari, S. N, Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25: 1396–1421.

- López-Gamundí, O.R. 1997. Glacial–postglacial transition in the late Paleozoic basins of Southern South America. In: Martini, I.P. (Ed.), Late glacial and postglacial environmental changes: Quaternary Carboniferous–Permian, and Proterozoic. Oxford University Press, Oxford U.K., pp. 147–168.
- López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A. 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions. In: López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A. (Eds.), Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana, Geological Society of America Special Paper 468, p. v–viii.
- Lowe, D.R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, 765–776.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.
- Lowe, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM*, 27, p. 75–82.
- Lowe, D.R., Guy, M. 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology* 47, 31–70.
- Maack, R.A. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha (Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arquivos do Museu Paranaense*, 5: 1–305.
- Marren, P.M. 2005. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews* 70, 203–251.
- Marren, P.M. 2002. Fluvial-lacustrine interaction on Skeiðarársandur, Iceland: implications for sandur evolution. *Sedimentary Geology* 149, 43–58.
- Martinsen, O. 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.), The geological deformation of sediments. Chapman e Hall, London, pp. 127–165.
- Mau, H. 1958. Contribuição à geologia da região de Ibaiti. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 7: 13–28.
- McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (Eds.), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 7, pp. 13–42.

- Medeiros, R.A., Thomaz Filho, A. 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais, v.3. pp. 3-32.
- Miall, A. D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2nd. Springer Verlag, New York, 668p.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (Ed) Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Middleton, G.V. 1967. Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment. Canadian Journal of Earth Sciences 4, 475-505.
- Middleton, G.V.; Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), Turbidity and deep-water sedimentation, SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, 1-38pp.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Geologia do continente Sul Americano, 266-279 pp.
- Milani, E.J., Ramos, V. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 28: 527–544.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.L., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás 1, 265-287.
- Mori, A.L.O., Souza, P.A. de, Marques, J.C., Lopes, R. da C. 2012. A new U e Pb age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná a Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwana correlations. Gondwana Research 21, 654-669.
- Mottin, T.E., Vesely, F.F., Rodrigues, M.C.N., Souza, P.A. 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 490, 488-504.
- Mulder, T. 2011. Gravity processes and deposits on continental slopes, rise and abyssal plains. In: Huneke, H., Mulder, T. (Eds.), Developments in Sedimentology, Amsterdam, 63: 25-148.
- Mulder, T., Alexander, J. 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.

- Mulder, T., Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans: *Journal of Geology* 103, 285–298.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Migeon S., Faugères J.C., Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mulder T., Migeon S., Savoye B., Faugères, J.C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86-93.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstones. AGIP and Università di Parma, Parma, 275 pp.
- Mutti, E., Tinterri, R., Magalhaes, P. M., Basta, G. 2007. Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. Search and Discovery Article, Adapted from Extended Abstract prepared for presentation at AAPG Annual Convention, Long Beach, pp. 1-7.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevenelli, G., di Biase, D., Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733–755.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remancha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective. AAPG, Course note series, 39:52-76.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche* 48, 233–291.
- Neill, C. F., Allison, M. A. 2005. Subaqueous deltaic formation on the Atchafalaya Shelf, Louisiana. *Marine Geology* 214, 411-430.
- Nemec, W. 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes. In: Oti, M.N., Postma, G. (Eds.), *Geology of deltas*. Rotterdam, Balkema, pp. 31–93.
- Nemec, W. 1990. Aspects of sediments movements on steep delta slopes. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.). *Coarse-Grained deltas*. International Association of Sedimentologists (Special Publication 10), pp. 29-73.
- Neves, J.P., Anelli, L.E., Simões, M.G. 2014. Early Permian post-glacial bivalve faunas of the Itararé Group, Parana Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 203-233.

- Nichols, G.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195, 75-90.
- Northfleet, A.A., Medeiros R.A., Mühlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da PETROBRAS* 12, 291-346.
- Olariu, C., Steel, R. 2009. Influence of point-source sediment-supply on modern shelf-slope morphology: implications for interpretation of ancient shelf margins. *Basin Research* 21, 484-501.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P. 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76, 212-233.
- Olariu, C., Steel, R.J., Petter, A.L. 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG Bulletin* 94, 819-845.
- Olariu, C., Steel, R., Vann, N. K., Winter, R., Tudor, E. P., Shin, M. 2016. Recognition of clinoforms in outcrops; illustrated from Jurassic Las Lajas – Los Molles Formations, Sothern Neuquen Basin, Argentina. *GSA Annual Meeting in Denver, Colorado, USA. Paper nº 292-11.*
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M. 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48, 465-478.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granulítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 277–290.
- Piper, D.J.W. and Normark, W.R. (2009) Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79, 347–362.
- Plink-Björklund., P., Steel, R.J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology* 165, 29–52.
- Plink-Björklund, P., Ronnert, L. 1999. Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215-234.
- Plink-Björklund. P., Mellere D., Steel A.J. 2001. Turbidite variability and architecture of sand-prone, deep-water slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Research* 71, 895-912.

- Plint, A.G. 2000. Sequence stratigraphy and paleogeography of a Cenomanian deltaic complex: the Dunvegan and lower Kaskapau formations in subsurface and outcrop, Alberta and British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 47, 43-79.
- Plummer, P.S., Gostin, V.A. 1981. Shrinkage cracks: desiccation or syneresis?: *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1147–1156.
- Popp, J.H. 1983. Fácies, ambientes e carvões na Formação Rio Bonito no sul do Estado do Paraná: uma análise estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 13, 27-36.
- Porebski, S.J., Steel, R.J. 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 76, 390-403.
- Posamentier, H.W., Martinsen, O. 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. In: Shipp R.C., Weimer P., Posamentier H.W. (Eds.), *Mass-transport deposits in deepwater settings*. SEPM Special Publications 96, pp. 7–38.
- Posamentier, H.W., Allen, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, SEPM Special Publication, Tulsa SEPM Special Publication, Tulsa, v.7, 210p.
- Posamentier H.W., Vail P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II-sequence and systems tracts models. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.), *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, Tulsa, v.42, 25-154p.
- Potter, A., Pettijohn, F.J. (Eds). 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 425 p.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology* 58, 47–61.
- Puigdomenech, C.N., Carvalho, B., Paim, P.S.G., Faccini, U.F. 2014. Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 44, 529–544.
- Ramos, A.N. 1967. Análise estratigráfica da Formação Rio Bonito. *Boletim técnico da PETROBRAS* 10, 307-407.
- Remus, M.V.D, Souza, R.S., Cupertino, J.A., Ros, L.F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M. L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 166-185.

- Riccomini C., Velázquez V.F. 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozoica no Paraguai oriental. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 233-236.
- Riccomini, C., Almeida R.P., Turra B.B., Chamani M.A.C., Fairchild T.R., Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. In: 10º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, 18-20p.
- Rich, J.L. 1951. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geological Society of America Bulletin* 62, 1-20.
- Rocha-Campos, A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin, In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D., (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, Universidade Federal do Paraná, pp. 27–102.
- Rocha-Campos, A.C., Rössler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 9, 1-16.
- Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper*, 441, pp. 97–114.
- Rocha-Campos, A.C., Machado, L.C.R., Santos, P.R., Canuto, J.R., Castro, J.C. 1988. Pavimento estriado da glaciação Neo-Paleozóica em Alfredo Wagner, SC, Brasil. *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim* 19, 39-46.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A. 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56, 737-764.
- Rosa, L.E.M., Vesely, F.F., França, A.B. 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms of the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology* 46, 147-166.
- Rossi, V. M., Steel, R. J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63, 824-864.
- Rostirolla, S.P.; Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 639-648.

- Russell, A.J., 2007. Controls on the sedimentology of an ice-contact jökulhlaup-dominated delta, Kangerlussuaq, West Greenland. *Sedimentary Geology* 193, 131–148.
- Salamuni, R., Marques Filho, P.L., Sobanski, A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro - PR e Mafra - SC. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 15, 1-19.
- Santos, P.R. 1987. Fácies e evolução paleogeográfica do Sub-Grupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozoico) na Bacia do Paraná, Brasil. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.
- Santos, P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 165-184.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R. 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Boletim 23, 1–18.
- Schemiko, D. C. B., Vesely, F. F., Rodrigues, M. C. N. L. Infilling of a deglaciated deep-water basin by prograding delta-slope clinoforms (Eastern Paraná Basin, Brazil). Em preparação, neste volume.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, pp. 41-65.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H. Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B. Jesus, J.D.A. 2004. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do Brasil ao Milionésimo, Folhas SG 21 – Asunción, SG.22 – Curitiba e SH.22 – Porto Alegre. Rio de Janeiro, Escala: 1: 100.000.
- Schwarz, E., Arnott, R.W.C. 2007. Anatomy and evolution of a slope channel complex set (Neoproterozoic Isaac Formation, Windermere Supergroup, Southern Canadian Cordillera): implications for reservoir characterization. *Journal of Sedimentary Research* 77, 89-109.
- Scomazzon, A.K., Wilner, E., Purnell, M., Nascimento, S., Weinschütz, L.C., Lemos, V.B., Souza, F.L.de., Silva, C.P. da. 2013. First report of conodont apparatuses from Brazil – Permian of Paraná Basin, Itararé Group, Lontras Shale – Evidence of Gondwana Deglaciation. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial nº13*, pp. 99-102.

- Scotese, C.R., Boucot, A.J., Mckerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 38, 99-114.
- Shanmugam, G. 2015. The landslide problem. *Journal of Palaeogeography* 4, 109-166.
- Shanmugam, G. 2012. New perspectives on deep-water sandstones: Origin, recognition, initiation, and reservoir quality. Amsterdam: Elsevier, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, 9: 524.
- Shanmugam, G. 2008. The constructive functions of tropical cyclones and tsunamis on deep-water sand deposition during sea level highstand: Implications for petroleum exploration. *AAPG Bulletin*, 92: 443-471.
- Shanmugam, G. 2006a. Deep-water processes and facies models, implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.
- Shanmugam, G. 2006b. The tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research* 76, 718-730.
- Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm, (1950s-1990s): deep-water processes and facies models -a critical perspective. *Mar. Pet. Geol.* 17: 285–342.
- Shanmugam, G. 1996. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research* 66, 2-10.
- Shanmugam, G., Moiola, R. J. 1988. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews* 24, 383-428.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., Damuth, J.E. 1985. Eustatic control of submarine fan development. In: Bouma, A., Normark, W., Barnes, N. (eds.). *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 23–28.
- Shanmugam, G., Bloch, R. B., Mitchell, S. M., Beamish, G. W. J., Hodgkinson, R. J., Damuth, J. E., Straume, T., Syversten, S. E., Shields, K. E. 1995. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *AAPG Bulletin*, 79: 477-512.
- Shanmugam, G., Lehtonen, L. R., Straume, T., Syversten, S. E., Hodgkinson, R. J., Skibeli, M. 1994. Slump and debris flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61°-67° N): Implications for sand distribution. *AAPG Bulletin*, 78: 910-937.

- Shiraiwa, S. 1994. Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal. 85 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Simões, M.G., Neves, J.P., Anelli, L.E., Weinschutz, L.C. 2012. Permian bivalves of the Taciba Formation, Itararé Group, Parana Basin, and their biostratigraphic significance. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, Boletim 12, 71-82.
- Sobiesiak, M. S., Kneller, B. G., Alsop I, Milana, J. P. 2016. Internal deformation and kinematic indicators within a tripartite mass transport deposit, NW Argentina. *Sedimentary Geology* 344, 364-381.
- Sohn, T.K. 1999. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Discussion. Sedimentology* 46, 757–761.
- Sohn, T.K. 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 67, 502–509.
- Souza, P.A. 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 138, 9-29.
- Souza, P.A. 2000. Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, Brazil.
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2005. Progress on palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77, 353-365.
- Souza, P.A., Vesely, F.F., Assine, M.L. 1999. Contribuição palinológica ao conhecimento do Subgrupo Itararé na Serra dos Paes, sul do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico* 20, 21-7.
- Sowers, G., 1979. Introductory soil mechanics and foundations. *Geotechnical Engineering*, New Jersey, Prentice Hall, 640.
- Steel, R., Olsen, T. 2002. Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands. In: Armentrout, J.M., Rosen, N.C. *Sequence stratigraphic models for exploration and production: Evolving Methodology, emerging models and applications histories*. Gulf Coast Section SEPM Proceedings, 22nd Annual Research Conference, pp. 367–380.

- Steel, R.J., Carvajal, C. Petter, A.L., Uroza, C. 2008. Shelf and shelf-margin growth in scenarios of rising and falling sea level. SEPM Special Publication nº 90, pp. 47–71.
- Steel, R.J., Crabaugh, J.P., Schellpeper, M., Mellere, D., Plink-Bjorklund, P., Deibert, J., Løseth, T.M. 2000. Deltas versus rivers on the shelf edge: their relative contributions to the growth of shelf margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen). GCS-SEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deepwater Reservoirs of the World, Houston, pp. 981-1009.
- Suss, J. F.; Vesely, P. S. G.; Catharina, A. S. Assine, M. L.; Paim, P. S. G. 2014. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): edimentação gravitacional em contexto marinho deltaico sob a influência glacial. UNESP, Geociências 33, 701-719.
- Taboada, A.C., Neves, J.P., Weinschütz, L.C., Pagani, M.A., Simões, M.G. 2016. Eurydesma-Lyonia Fauna (early Permian) from The Itararé Group, Paraná basin (Brazil): A Paleobiogeographic W-E Trans-Gondwanan Marine connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 449: 31-454.
- Talling, P.J., Masson, D. G., Sumner, E. J., Malgesini, G. 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposits types. *Sedimentology* 59, 1937-2003.
- Thomas, G.S.P., Connell, R.J. 1985. Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glaciolacustrine sediments, Scotland. *J. Sediment. Petrol.* 55, 243-250.
- Tomazelli, L.J., Soliani, E., 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozoico Superior do Rio Grande do Sul. In: SBG, Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 1378-1391.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3—Relative changes of sea level from coastal onlap: AAPG Memoir 26, p.63-81.
- Van Heerden, I.L., Roberts, H.H. 1988. Facies development of Atchafalaya delta, Louisiana: a modern bayhead delta. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 72, 439–453.
- Van Wagoner, J.C. 1995. Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, USA. In: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (Eds.), *Sequence stratigraphy of foreland basin deposits — Outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America*. Am. Assoc. Petroleum Geol. Mem. 64, pp.137–223.

- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. AAPG, Methods in Exploration 7, 55 pp.
- Veevers, J.J., Powell, C.M.A. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. Geological Society of American Bulletin 98, 475-487.
- Vesely, F.F. 2007. Sistemas subaquosos alimentados por fluxos hiperpicnais glaciogênicos: modelo deposicional para arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 7-25.
- Vesely, F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 226 pp.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group Paraná Basin, southern Brazil. J. S. Am. Earth Sci. 22, 156–168.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 34, 219–230.
- Vesely, F.F., Assine, M.L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do Estado do Paraná. Revista Brasileira Geosciências 32, 587–594.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Mottin, T. E., Rodrigues, M. C. N. L., Schemiko, D. C. B., Rosa, E. L. M., Carvalho, A. H., Kipper, F., Souza, P. A., Iannuzzi, R, Paim, P. S. G., Isbell, J., Fedorchuk, N., Montanez, I., Griffis, N., Mundil, R. 2017. Late Paleozoic tectonics, glaciation and sedimentation in the Paraná Basin: latest advances. X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, pp. 01-01.
- Vesely, F. F., Trzaskos, B., Kipper, F., Assine, M. L., Souza, P. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. Sedimentary Geology 326, 45-63.
- Visser, N.J. 1990. Glacial bedforms at the base of the Permo-Carboniferous Dwyka Formation along the western margin of the Karoo Basin, South Africa. Sedimentology 37, 231–245.
- Visser, J.N.J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 61, 205–219.

- Visser, N.J. 1983. Glacial marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, South Africa. In: Molnia, B.F. (Ed.). *Glacial-marine Sedimentation*. Plenum, New York, pp. 667–702.
- Wilner, E., Lemos, V.B., Scmazzon, A.K. 2016. Associações naturais de conodontes *Mesogondolella* spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná. *Gaea* 9, 30-36.
- Wilner, E., Weinschütz, L. C. Ricetti, J. H. Z. 2012. Análise geoquímica do folhelho Lontras em Mafra, SC; Interpretações preliminares e constatações de sua fossilização. *PALEO 2012, Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia* 66, 107-108.
- Wright, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America, Bulletin* 88, 857–868.
- Zacharias, A. A., Assine, M. L. 2005. Modelo de preenchimento de vales incisivos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 573-583.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Marques, A., Astolfi, M.A., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanutto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*, Petrobras, pp. 135–168.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero Diaz, H., Contreras, C. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: Slatt, R.M., Zavala, C. (Eds.). *Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the Delivery System*. AAPG Studies in Geology 61, pp. 31–51.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rosayo Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76, 41–59.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (Ed). *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, Reidel, Dordrecht 148, pp. 165-189.

ANEXO I - COORDENADAS DOS PONTOS DESCRITOS NA SUCESSÃO PERMOCARBONÍFERA DO PARANÁ

Ponto	*S	W	Ponto	*S	W	Ponto	*S	W
P01	633916	7012278	P41	662976	6935618	P81	620802	7014027
P02	631375	7013060	P42	662973	6935614	P82	621911	7021368
P03	631260	7013952	P43	675292	6936250	P83	628164	7017979
P04	629580	7014155	P44	675707	6937057	P84	630730	7015941
P05	629387	7014252	P45	672718	6932695	P85	634676	7040103
P06	631360	7013056	P46	686908	6936343	P86	639003	7040057
P07	631504	7012713	P47	636493	7008124	P87	643701	7041137
P08	628459	7010114	P48	631385	7013493	P88	639093	7018188
P09	628388	7010254	P49	620416	7021939	P89	639297	7017859
P10	628273	7010348	P50	616993	7022768	P90	639371	7017687
P11	628137	7010417	P51	615869	7024583	P91	639579	7017507
P12	621227	7011964	P52	616322	7024677	P92	638855	7018045
P13	617126	6992299	P53	615782	7025775	P93	635214	7016887
P14	621070	6988660	P54	631664	7004284	P94	640591	6998265
P15	620919	6990104	P55	632494	7004846	P95	640623	6998242
P16	633558	6984887	P56	616025	7027912	P96	641293	6998712
P17	633460	6982421	P57	633143	7005804	P97	641881	6998893
P18	633690	6982103	P58	632882	7006455	P98	642328	6998430
P19	637197	6973653	P59	631164	7007007	P99	642152	6999083
P20	639644	6977009	P60	633291	7006310	P100	629878	7013451
P21	640161	6977059	P61	630196	7007210	P101	630175	7013617
P22	635094	6971068	P62	633812	7004016	P102	630408	7012938
P23	637034	6968115	P63	625598	7012547	P103	630700	7012422
P24	638735	6965271	P64	638018	7017425	P104	626450	7020117
P25	665676	6976233	P65	640713	7020450	P105	625295	7022631
P26	663093	6977208	P66	642646	7020821	P106	625199	7021672
P27	661415	6976834	P67	631178	7025347	P107	641291	6994244
P28	661849	6979521	P68	634042	7021644	P108	638842	6997343
P29	670089	6975931	P69	635256	7017438	P109	636797	7006619
P30	662731	6970777	P70	639357	7009333	P110	641262	7003971
P31	662355	6970406	P71	624994	7000181	P111	641101	7003915
P32	662562	6969501	P72	626089	7004510	P112	640833	7003925
P33	662403	6969911	P73	627937	7005696	P113	640565	7003403
P34	662555	6969492	P74	627656	7005642	P114	637331	7004123
P35	650882	6954114	P75	630413	7012936	P115	636597	7003264
P36	672586	6942530	P76	630540	7012308	P116	627946	7005728
P37	672378	6942444	P77	632846	7013633	P117	626602	7000004
P38	672524	6942745	P78	632583	7014523	P118	633027	7006132
P39	672215	6943162	P79	632885	7014705	P119	632958	7006052
P40	666453	6935531	P80	624206	7014079	P120	633050	7005941

(continua)

Ponto	*S	W	Ponto	*S	W
P121	633143	7005770	P156	654486	6970487
P122	633934	7005015	P157	660195	6968324
P123	633702	7004712	P158	664034	6966199
P124	633620	7004551	P159	663944	6966592
P125	633418	7004293	P160	663889	6966701
P126	630393	7002475	P161	664393	6966991
P127	629461	7002345	P162	663091	6967421
P128	629095	7002270	P163	662995	6967629
P129A	638637	6997393	P164	662971	6967479
P129C	638702	6997312	P165	662842	6967639
P129D	638768	6997303	P166	665700	6976266
P130	638472	6997564	P167	665630	6976006
P131	636772	6997058	P168	665441	6975672
P132	634986	7002011	P169	665533	6975558
P133	637006	7007999	P170	665503	6975482
P134A	621821	6987126	P171	665250	6975155
P134B	621716	6987143	P172	652778	6981775
P134C	621685	6987154	P173	662493	6969919
P135	637497	6966622	P174	662458	6969598
P136	652579	6949654	P175	662283	6969594
P137	652852	6946895	P176	661414	6968930
P138	653200	6946461	P179	663755	6970989
P139	662917	6936470	P180	663865	6970739
P140	663466	6936152	P181	664009	6970646
P141	663469	6936155	P182	663047	6970758
P142	667104	6931297	P183	662668	6971322
P143	660302	6981909	P184	656189	6969319
P144	662512	6981708	P185	656213	6969777
P145	660776	6982674	P186	656106	6969771
P146A	660644	6982172	P187	663923	6961923
P146B	660581	6982220	P188	619590	6981609
P147	658191	6981775	P189	619743	6982103
P147B	658215	6981655	P190	619829	6981843
P148	658281	6982311	P191	619241	6981157
P149	663093	6970984	P192	619576	6981405
P150	660248	6968507	* UTM SAD69		
P151	659524	6967230			
P151B	659870	6967378			
P151C	659924	6967446			
P152	657624	6969168			
P153	656313	6967682			
P154	657764	6968403			
P155	657249	6967926			

ANEXO II- LOCALITIES DESCRIBED TO CONSTRUCT THE PAPER “INFILLING OF A DEGLACIATED DEEP-WATER BASIN BY PROGRADING DELTA-SLOPE CLINOFORMS (EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL)”

Localities	*S	W	Localities	*S	W	Localities	*S	W
P01	633916	7012278	P40	627656	7005642	P79	640565	7003403
P02	631375	7013060	P41	630413	7012936	P80	637331	7004123
P03	631260	7013952	P42	630540	7012308	P81	636597	7003264
P04	629580	7014155	P43	632846	7013633	P82	627946	7005728
P05	629387	7014252	P44	632583	7014523	P83	626602	7000004
P06	631360	7013056	P45	632885	7014705	P84	633027	7006132
P07	631504	7012713	P46	624206	7014079	P85	632958	7006052
P08	628459	7010114	P47	620802	7014027	P86	633050	7005941
P09	628388	7010254	P48	621911	7021368	P87	633143	7005770
P10	628273	7010348	P49	628164	7017979	P88	633934	7005015
P11	628137	7010417	P50	630730	7015941	P89	633702	7004712
P12	621227	7011964	P51	634676	7040103	P90	633620	7004551
P13	636493	7008124	P52	639003	7040057	P91	633418	7004293
P14	631385	7013493	P53	643701	7041137	P92	630393	7002475
P15	620416	7021939	P54	639093	7018188	P93	629461	7002345
P16	616993	7022768	P55	639297	7017859	P94	629095	7002270
P17	615869	7024583	P56	639371	7017687	P95	638637	6997393
P18	616322	7024677	P57	639579	7017507	P96	638702	6997312
P19	615782	7025775	P58	638855	7018045	P97	638768	6997303
P20	631664	7004284	P59	635214	7016887	P98	638472	6997564
P21	632494	7004846	P60	640591	6998265	P99	636772	6997058
P22	616025	7027912	P61	640623	6998242	P100	634986	7002011
P23	633143	7005804	P62	641293	6998712	P101	637006	7007999
P24	632882	7006455	P63	641881	6998893	* UTM SAD69		
P25	631164	7007007	P64	642328	6998430			
P26	633291	7006310	P65	642152	6999083			
P27	630196	7007210	P66	629878	7013451			
P28	633812	7004016	P67	630175	7013617			
P29	625598	7012547	P68	630408	7012938			
P30	638018	7017425	P69	630700	7012422			
P31	640713	7020450	P70	626450	7020117			
P32	642646	7020821	P71	625295	7022631			
P33	631178	7025347	P72	625199	7021672			
P34	634042	7021644	P73	641291	6994244			
P35	635256	7017438	P74	638842	6997343			
P36	639357	7009333	P75	636797	7006619			
P37	624994	7000181	P76	641262	7003971			
P38	626089	7004510	P77	641101	7003915			
P39	627937	7005696	P78	640833	7003925			